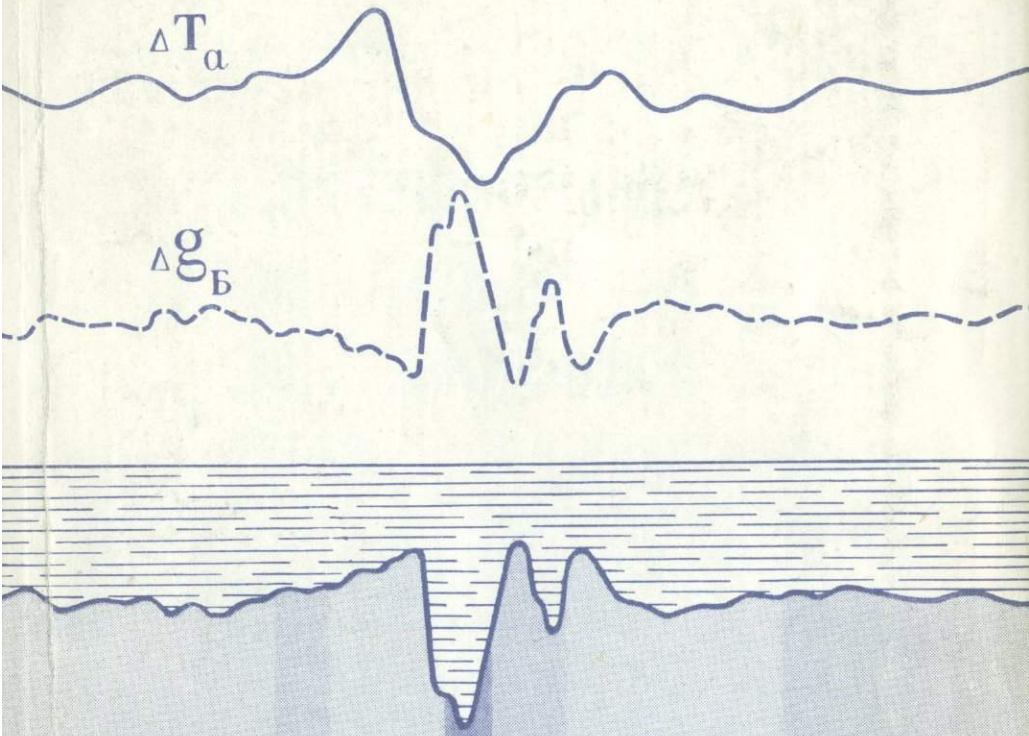
АКАДЕМИЯ НАУК СССР



Глубинные разломы океанского дна

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

Глубинные разломы океанского дна

Ответственный редактор
доктор физико-математических наук
Ю.П. НЕПРОЧНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

УДК 551.462.5

Глубинные разломы океанского дна. — М.: Наука, 1984.

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зонах глубинных разломов океанского дна в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" (1977 г.) и 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (1979 г.). Детально охарактеризованы рельеф дна, магнитное и гравитационное поля, тепловой поток, мощность и строение осадочного покрова, структура земной коры, локальная сейсмичность, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Сделаны выводы о природе основных слоев океанской земной коры, источниках аномалий геофизических полей, генезисе и эволюции глубинных разломов на дне океана.

Монография представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, а также для студентов соответствующих специальностей.

Ил. 99. Табл. 17. Библиогр. 320 назв.

Рецензенты:

А.П. Лисицын, Л.Н. Рыкунов

Г $\frac{1904040000-146}{042(02)-84}$ 187-84-I

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные разломы на дне океана последние два десятилетия привлекают большое внимание геологов и геофизиков, особенно в связи с развитием концепции тектоники литосферных плит. Эти зоны интересны тем, что здесь выходят на поверхность дна и доступны для непосредственных геологических исследований глубинные породы земной коры. Детальные геологические работы в зонах разломов существенно дополняют океанское бурение, которое пока имеет небольшую глубину проникновения в твердые породы коры — десятки, в лучшем случае, сотни метров. Сопоставление геологических и геофизических данных по этим районам должно помочь решению важных вопросов о природе магнитных и гравитационных аномалий, о составе основных слоев земной коры, выделяемых при сейсмических исследованиях в океане. Глубинные разломы интересны также повышенной тектонической активностью: здесь часто концентрируются очаги землетрясений, отмечается интенсивная гидротермальная деятельность и связанная с ней металлоносность осадков и пород.

Глубинные разломы ранее уже изучались экспедициями Института океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова (ИОАН) в Индийском и Атлантическом океанах [Исследования по проблеме..., 1972, 1974], но тогда основное внимание уделялось рифтовым зонам срединных хребтов. В 1977 г. была организована специальная комплексная геолого-геофизическая экспедиция — 24-й рейс нис "Академик Курчатов", главным объектом которой были трансформные разломы. В отличие от предшествующих экспедиций в этом рейсе были изучены разломы не только в пределах рифтовых зон хребтов, но и на удалении от них, в районах с более древней корой. Маршрут 24-го рейса нис "Академик Курчатов" дважды пересекал Центральную Атлантику и юго-восточную часть Тихого океана; было выполнено пять полигонов детальных геолого-геофизических исследований и большой объем маршрутных геофизических наблюдений. В результате получены новые данные о геофизических полях, строении земной коры, составе осадков и пород разломов Атлантис, Кейн, Галапагосский, Элтанин и ранее неизвестного разлома на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, который был назван разломом Академика Курчатова.

Исследования глубинных разломов океанского дна были продолжены во второй половине 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" в 1979 г. Полигонные исследования были проведены в зоне Императорского разлома и на разломе Меррей. Кроме того, маршрутными геофизическими профилями были изучены разломы Молокаи и Кларион.

В монографии приведены интересные геофизические и геологические данные, полученные в указанных рейсах. Вместе с этими материалами проанализированы и обобщены опубликованные результаты других советских и зарубежных экспедиций в зонах разломов, что позволило сделать выводы о природе аномалий геофизических полей, о составе основных слоев океанской земной коры, о генезисе и эволюции глубинных разломов океанского дна.

ГЛАВА 1

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ В 24-М РЕЙСЕ НИС "АКАДЕМИК КУРЧАТОВ" И В 23-М РЕЙСЕ НИС "ДМИТРИЙ МЕНДЕЛЕЕВ"

1. ЗАДАЧИ ЭКСПЕДИЦИЙ

Для комплексного геолого-геофизического изучения дна Атлантического и Тихого океанов в связи с разработкой проблем геологического строения, истории развития океанов и научных основ прогнозирования минеральных ресурсов океанского дна ИОАН СССР были организованы 24-й рейс нис "Академик Курчатов" и 23-й рейс нис "Дмитрий Менделеев".

Научная программа 24-го рейса нис "Академик Курчатов" предусматривала сравнительное изучение зон крупных трансформных разломов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) и прилегающие котловины. Основные районы работ: Центральная Атлантика и юго-восточная часть Тихого океана. В Атлантике комплексные геолого-геофизические исследования были сосредоточены на разломах Атлантис и Кейн; кроме того, выполнены геофизические наблюдения на трансатлантическом профиле от Малых Антильских островов до континентального склона Африки. В Тихом океане детально исследованы три участка с разломами Галапагосский, Академика Курчатова и Элтанин, а также выполнены маршрутные геофизические наблюдения через некоторые другие разломы ВТП и геологические работы с целью изучения металлоносных осадков.

Программа 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" была более широкой. Она предусматривала сейсмические исследования строения литосферы в северо-западной части Тихого океана; комплексные геолого-геофизические исследования на крупных поднятиях океанского дна, в зонах разломов и в котловинах; изучение распространения и мелкомасштабной изменчивости концентрации рудных компонентов в железомарганцевых конкрециях на дне океана. Основные районы работ: Северо-Западная котловина, возвышенности Шатского и Хесса, Императорский разлом, Северо-Восточная котловина, западный склон ВТП. Из результатов этого рейса здесь будут приведены только данные по глубинным разломам — Императорскому, Меррей, Молокаи и Кларион.

В рейсах в пределах указанных районов изучались:

геоморфология и тектоника дна;

состав, стратиграфия и металлоносность донных осадков (уточнялись области распространения металлоносных осадков и проводились исследования их генезиса);

коренные породы дна океана в зонах глубинных разломов для выяснения особенностей магматических и метаморфических процессов, характера гидротермальной деятельности и рудоносности;

физические поля Земли — магнитное, гравитационное, тепловое и связь этих полей со строением дна;

мощность и строение осадочной толщи;

глубинное строение земной коры; уточнялась природа основных слоев земной коры;

локальная сейсмичность дна океана;
а также выполнялись опорные геофизические наблюдения в пунктах заходов; гидрографическое изучение районов плавания, метеорологические и геологические наблюдения на островах в целях изучения эволюции океанской коры во времени.

2. СОСТАВ ЭКСПЕДИЦИЙ

Научный состав экспедиции в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" включал 48 сотрудников из Института океанологии АН СССР и его южного и атлантического отделений, 17 сотрудников других академических институтов (Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн; Института географии; Института физики Земли; Физического института; Геологического института; Института вулканологии ДВНЦ; Института водных проблем; Морского гидрофизического института АН УССР), 10 сотрудников Министерства геологии СССР (ВНИИГеофизика, ПГО "Севморгеология", СКБ ВПО "Союзгеотехника", ВМ НПО "Союзморгео", 6 сотрудников Московского государственного университета (Государственного астрономического института, геологического и физического факультетов) — всего 81 человек. В составе экспедиции было 13 научных отрядов: геоморфологии и тектоники — начальник отряда А.В. Живаго; магнитометрии и геотермики — А.М. Городницкий; сейсмопрофилирования — Л.Р. Мерклин; глубинного сейсмического зондирования и сейсмологии — Г.А. Семенов; пневмоисточников — И.Н. Ельников; гравиметрии — Е.Д. Корякин; обработки данных на ЭВМ — В.М. Маркушевич; автоматизации измерений — Л.И. Коган; метода отраженных волн и цифровой обработки — А.Я. Гольмшток; литологии и стратиграфии — Э.С. Тримонис; радиоизотопных методов — В.М. Купцов; петрографии — Г.Л. Кашинцев; ионосферы и космических лучей — Я.Л. Блох. Метеорологическими наблюдениями руководил В.Г. Снопков. Начальником экспедиции был Ю.П. Непрочнов, заместителями начальника — В.В. Седов и Г.Л. Кашинцев. Капитан судна "Академик Курчатов" — Н.В. Апехтин.

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в научный состав экспедиции входили 63 сотрудника из ИОАН и его отделений, Геологического института АН СССР, Института Физики Земли АН СССР, Института литосферы АН СССР, Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР, Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, Московского государственного университета, Ленинградского государственного университета, Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института. Было одиннадцать научных отрядов: геоморфологии — начальник отряда А.В. Живаго; сейсмопрофилирования — Л.Р. Мерклин; ГСЗ и сейсмологии — В.В. Седов; многоканального МОВ — Л.И. Коган; пневмоисточников — Л.Г. Акентьев; магнитометрии и автоматизации измерений — А.М. Городницкий; математической обработки — Б.Н. Гринько; акустики и гидрометеорологии — Е.А. Селин; тектоники — Е.Н. Меланхолина; петрографии — Г.Б. Рудник; литологии и геохимии — Н.С. Скорнякова. Начальником экспедиции был Ю.П. Непрочнов, заместителями начальника — В.В. Седов и А.Е. Сузюмов. Капитан судна "Дмитрий Менделеев" — А.С. Свитайло.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения поставленных перед экспедициями задач были проведены детальные геолого-геофизические работы на полигонах, расположенных на специально выбранных характерных участках океанского дна, а также геофизическая съемка и геологические работы по маршруту судна.

На полигонах выполнялись следующие основные виды работ.

1. Геофизическая съемка (эхолотирование, магнитометрия, гравиметрия, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП))по сети галсов с составлением профилей и карт рельефа дна, магнитных и гравитационных аномалий и мощностей осадочного покрова.

2. Многоканальное сейсмопрофилирование для изучения строения верхней части земной коры.

3. Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ)-земной коры с использованием пневматических излучателей (ПИ) большой мощности, автономных донных сейсмографов (ДС) и сейсмического радиобуя (РБ).

4. Изучение локальной сейсмичности с помощью ДС.

5. Изучение теплового потока термоградиентометрами.

6. Сбор проб донных осадков грунтовыми трубками и дночерпателями; их описание, лабораторные минералогические, химические, физические, микропалеонтологические и палеомагнитные исследования, определение абсолютного возраста.

7. Сбор коренных пород драгами; минералогические, петрографические и физические исследования собранного материала.

По маршруту судов почти повсеместно, за исключением шельфовых зон и территориальных вод, выполнялось эхолотирование, магнитометрия и гравиметрия. Применение НСП вначале ограничивалось большой скоростью судна (полная скорость нис "Академик Курчатов" 16 узлов, а НСП обычно ведется на скорости до 10—12 узлов). Поэтому в первой половине 24-го рейса НСП выполнялось только на отдельных участках маршрута при пониженной скорости. Однако в процессе работ удалось усовершенствовать методику НСП и увеличить скорость судна до 15 узлов при сохранении хорошего качества сейсмических записей. После этого во второй половине 24-го рейса и в 23-м рейсе объем НСП в комплексе маршрутной геофизической съемки существенно возрос.

Данные геофизической съемки регистрировались системами "Геофизика" и "Град" и обрабатывались на судовых ЭВМ "Минск-2" и HP-9603 с выводом информации на графопостроителях в виде сводных геофизических разрезов.

По маршруту судна в Тихом океане в наиболее интересных в геологическом отношении местах выполнялись также станционные геологические работы — взятие проб осадков грунтовыми трубками и дночерпателями. Эти работы обычно сопровождались измерениями теплового потока через дно океана. По маршруту регулярно осуществлялся сбор эоловой, водной и дождевой взвесей.

Во время высадок на острова проводились геологические и геоморфологические экскурсии с отбором образцов пород для петрографических, геохимических и палеомагнитных исследований.

Стоянки в портах заходов использовались для опорных гравиметрических наблюдений.

4. ПРОХОЖДЕНИЕ МАРШРУТОВ РЕЙСОВ

Маршрут 24-го рейса нис "Академик Курчатов" приведен на рис. 1.1. Судно вышло из Калининграда 29 декабря 1976 г. и последовало Балтийским морем к Кильскому каналу. Далее курс судна проходил через Северное море и пролив Ла-Манш. На этом участке пути выполнялся монтаж и настройка аппаратуры и оборудования в лабораториях. 2 января 1977 г. вышли в Атлантический океан и взяли курс на Азорские острова. В этот день были начаты регулярные маршрутные работы на эхолоте, магнитометре и гравиметрах. 5 января судно пришвартовалось к причалу Понта-Дельгада. Во время стоянки судна в порту Понта-Дельгада выполнялись опорные маятниковые определения. 6 января вышли в океан и взяли курс в район восточного продолжения разлома Атлантис, где был запланирован полигон I. Ранее разлом Атлантис изучался экспедицией ИОАН (6-й рейс нис "Академик Курчатов") на стыке с рифтовой зоной Срединно-Атлантического хребта. Цель работ в 24-м рейсе — изучение особенности структуры и геофизических полей разлома вдали от гребня хребта, в области более древней коры. Место полигона было выбрано на основе анализа новейших батиметрических, магнитометрических и сейсмических данных Вудсхольского океанографического института (США) [Uchupi et al., 1976]. 8 января судно пришло на полигон I. В течение трех суток выполнялась геофизическая съемка на скорости 10 узлов по сети широтных и меридиональных

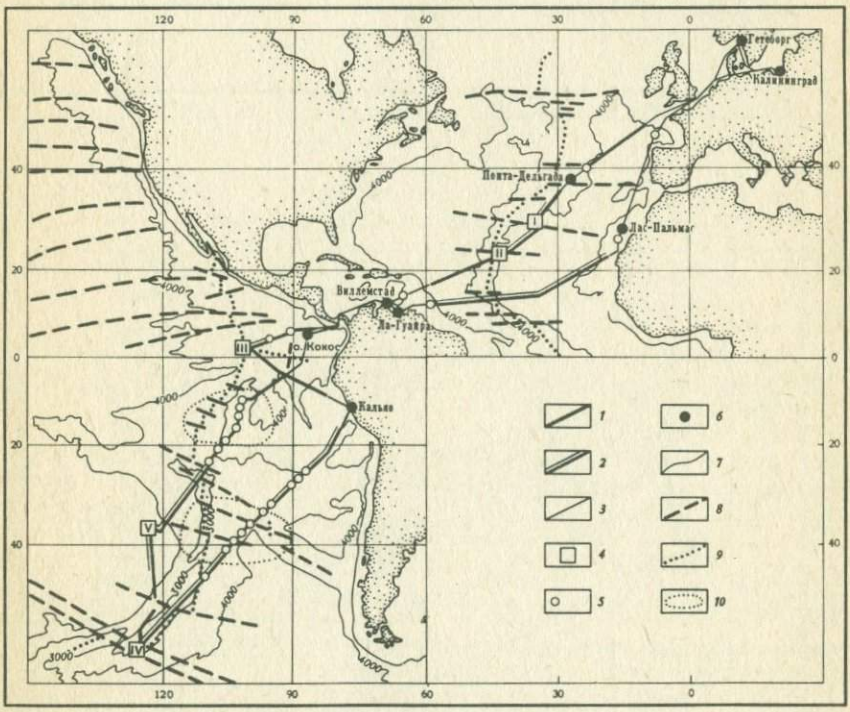
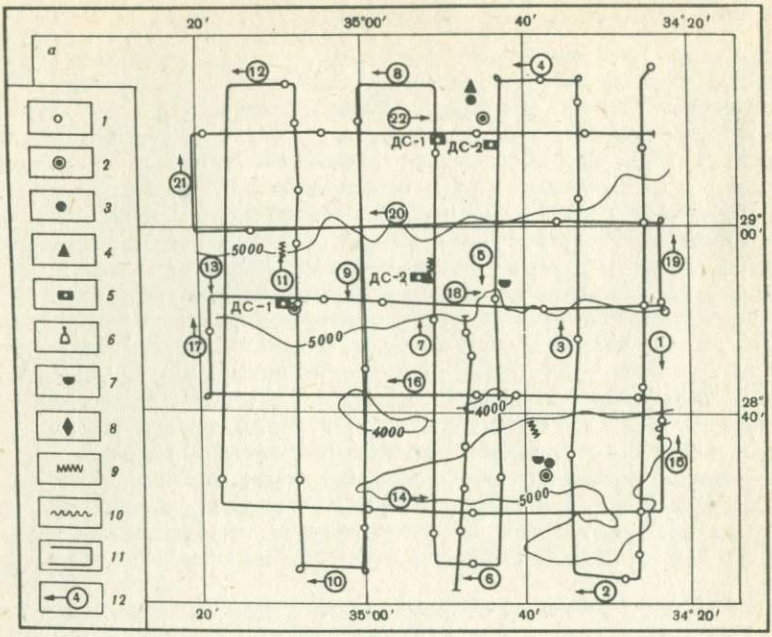
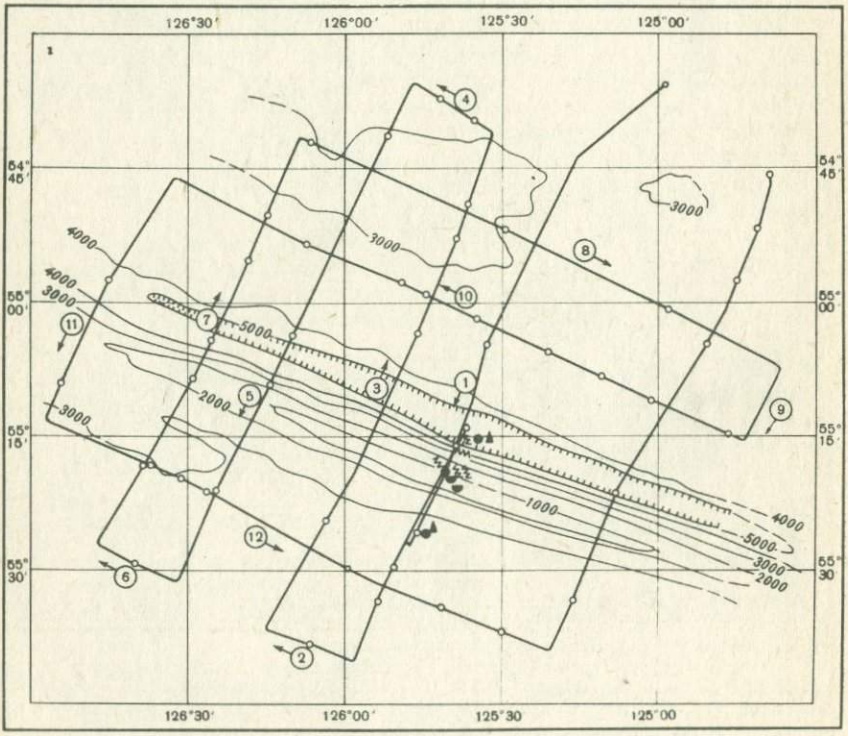


Рис. 1.1. Маршрут 24-го рейса нис "Академик Курчатов"

1 — часть маршрута экспедиции с эхолотированием, магнитометрией и гравиметрией; *2* — часть маршрута с НСП; *3* — часть маршрута без магнитометрии; *4* — полигоны; *5* — станции; *6* — пункты заходов; *7* — изобаты; *8* — разломы; *9* — оси хребтов; *10* — области металлоносных осадков


а
20′
35°00′
40′
34°20′
29° 00′
28° 40′
ДС-1
ДС-2
5000
4000
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


1
126°30′
126°00′
125°30′
125°00′
54° 45′
55° 00′
55° 15′
55° 30′
4000
3000
5000
2000
1000

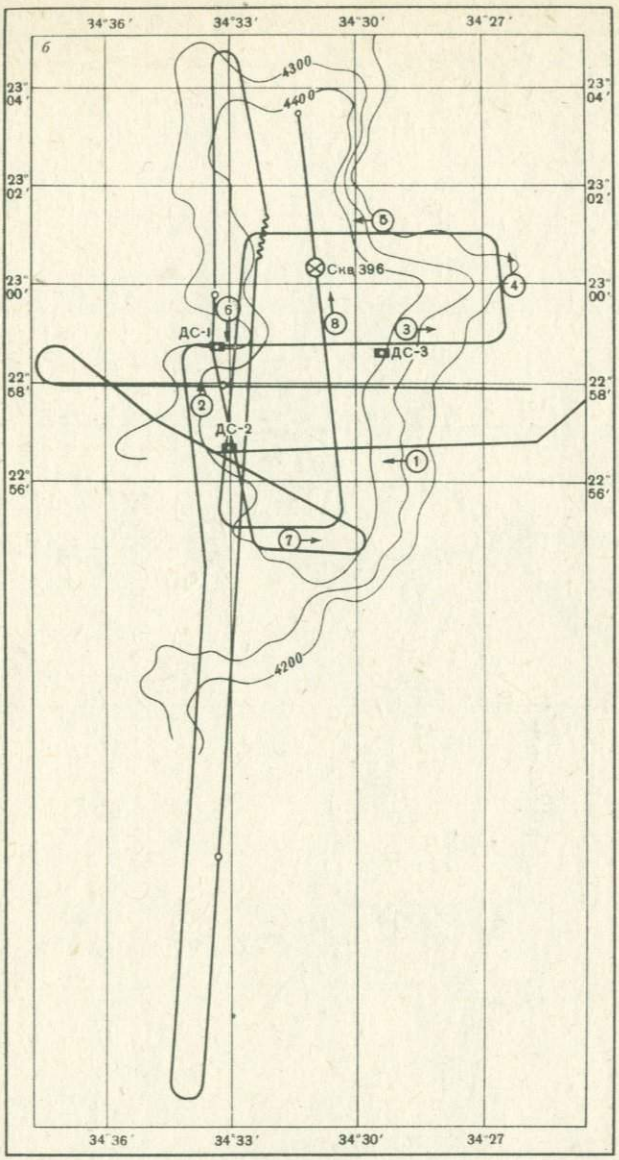
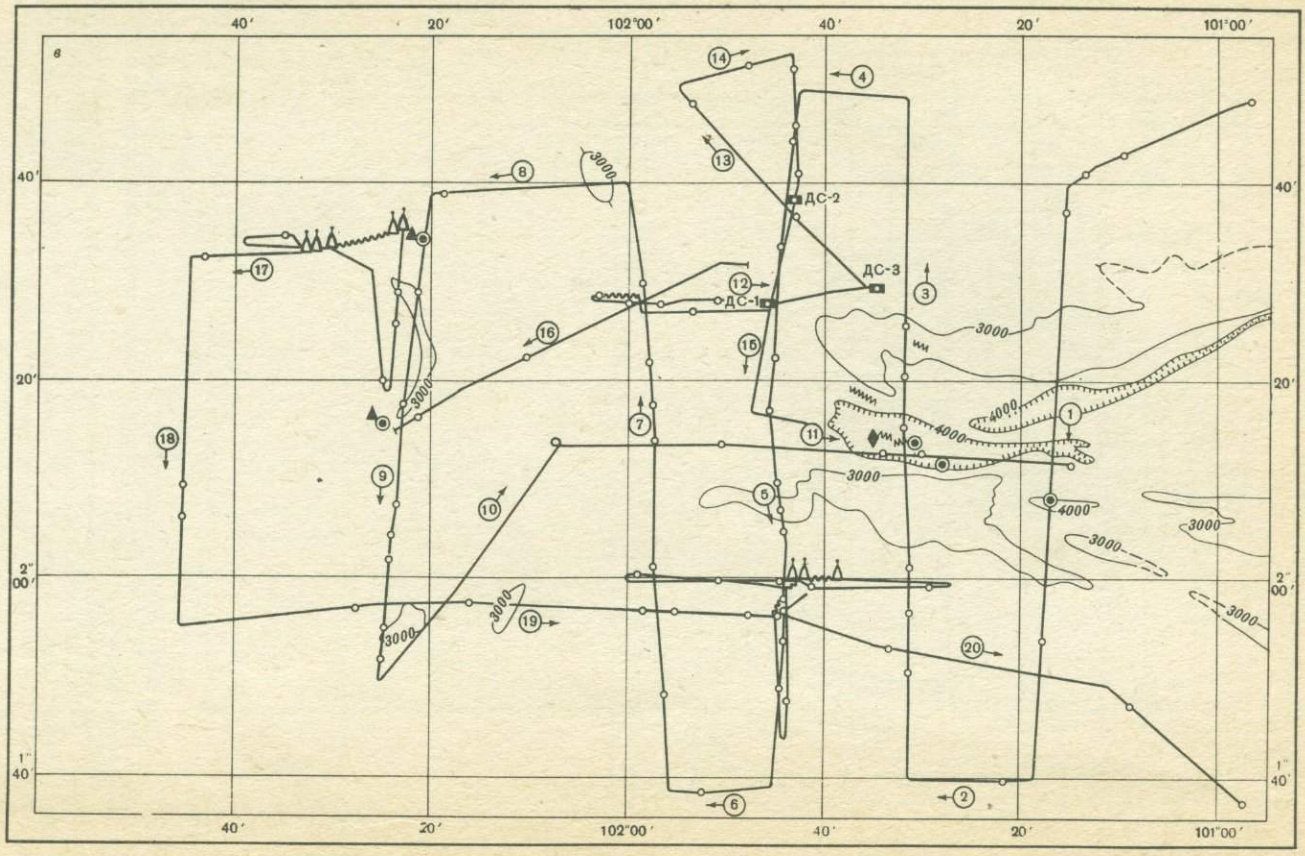


Рис. 1.2. Схема работ на полигонах К-24-I (*а*), К-24-II (*б*), К-24-III (*в*), К-24-IV (*г*) и К-24-V (*д*) (здесь и на других схемах изобаты приведены в упрощенном виде, по данным А.В. Живаго (см. гл. 2))

1 — определение места судна по космической навигационной системе; *2* — ударная грунтовая трубка; *3* — прямоточная грунтовая трубка; *4* — термоградиентометр; *5* — донный сейсмограф; *6* — радиобуй; *7* — дночерпатель; *8* — батометр; *9* — драга; *10* — дрейф судна; *11* — галсы; *12* — номера галсов и их направления



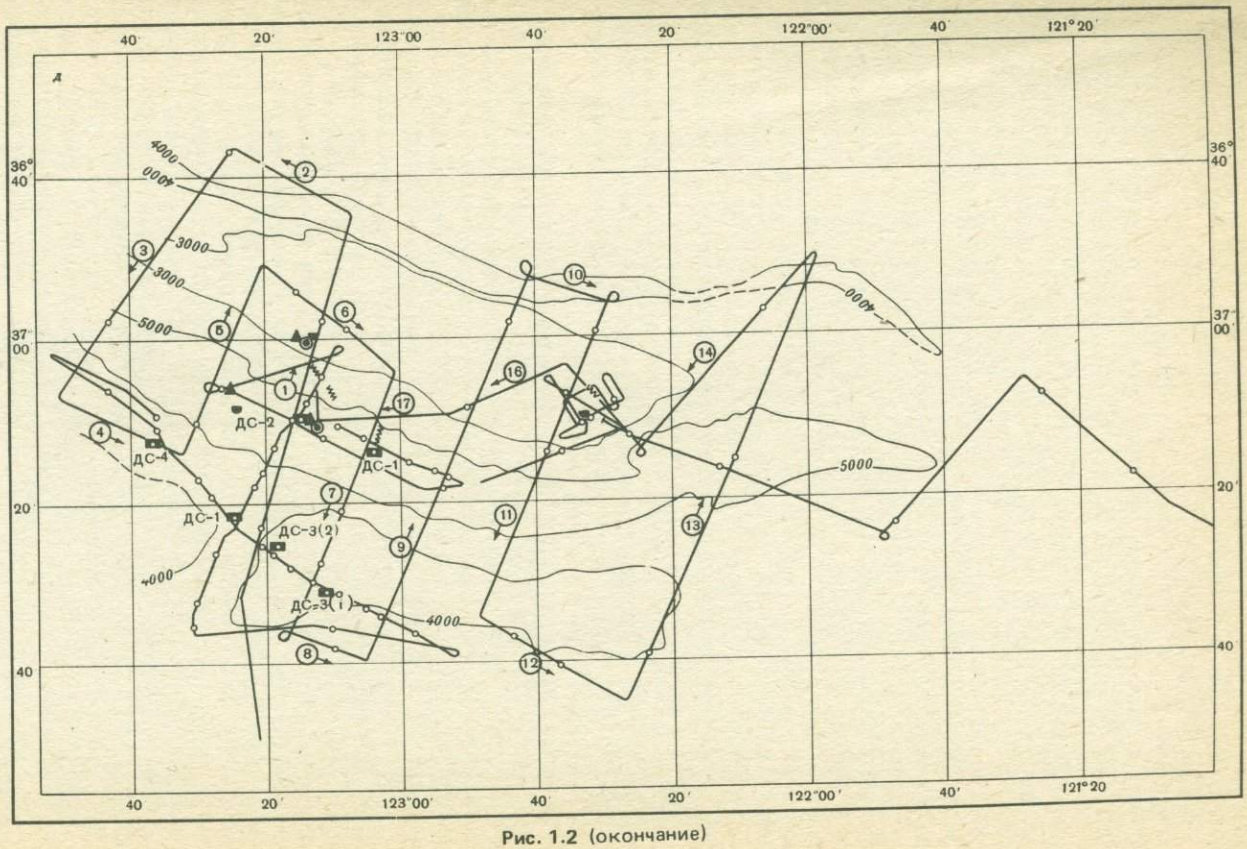


Рис. 1.2 (окончание)

галсов (рис. 1.2, *а*). Размеры полигона 60 × 60 км. Геофизическая съемка показала, что место полигона выбрано удачно. Разлом Атлантис здесь хорошо выражен в рельефе дна и представлен двумя широтными ущельями глубиной 5500 и 5700 м.

По данным эхолотирования и НСП были выбраны места для геологических станций, измерений теплового потока и профилей ГСЗ. Геологические работы сосредоточены в основном на меридиональном галсе 5. Были взяты пробы осадков и выполнены геотермические измерения в ущельях разлома и на северном блоке, проведены драгировки склонов. Для изучения строения земной коры на полигоне проведено ГСЗ на двух профилях: в ущелье трансформного разлома и на северном блоке. На каждом профиле было выставлено по два ДС, сейсмические волны возбуждались ПИ с объемом 30 л. 17 января приступили к геофизической съемке на скорости 12 узлов (с НСП) на переходе от полигона I к полигону II.

Полигон II был запланирован в районе буровой скважины 396 б/с "Гломар Челленджер" в зоне разлома Кейн. Эта скважина интересна тем, что бурение проводилось в твердых породах дна (общая глубина проникновения в дно равна 400 м, из них 250 м пройдено в базальтах). В скважине выполнен каротаж, в том числе измерения скорости звука. Изучение магнитных свойств кернов выявило четыре слоя с разным направлением намагничивания. Учитывая эти уникальные данные, в программу рейса были включены детальные сейсмические и геомагнитные работы в районе скв. 396.

Работы на полигоне II начаты 18 января и закончены 20 января. Здесь проведены НСП и магнитная съемка на скорости 6 узлов и ГСЗ с тремя ДС (рис. 1.2, *б*). При ГСЗ использовались ПИ с объемом камеры 30 и 6 л (для получения более детальной информации).

Закончив работы на полигоне II, судно полным ходом направилось в порт Виллемстад (о-в Кюрасао, Нидерланды), куда прибыло утром 24 января. В порту были выполнены опорные гравиметрические наблюдения. Однако точность этих наблюдений оказалась невысокой из-за помех, создаваемых проходящими мимо причала судами. 29 января направились к полигону III в районе впадины Хесса (зона Галапагосского разлома). На пути к полигону выполнены две станции, на которых взяты образцы грунта. Исследования в районе впадины Хесса были запланированы на основе результатов двух предшествующих экспедиций ИОАН (8- и 14-й рейсы нис "Дмитрий Менделеев"), в которых были проведены в основном геоморфологические и геологические работы. Здесь обнаружены резкие формы рельефа дна, по-видимому, связанные с молодыми процессами рифтогенеза. Со склонов были драгированы породы глубинных слоев земной коры, что создавало хорошие условия для геологической интерпретации геофизических данных. Цель работ на полигоне III — продолжение драгировок коренных пород и выполнение детальных геофизических исследований для последующей комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов.

Геофизическая съемка на полигоне III проводилась 2—5 февраля, после чего приступили к геологическим работам, измерениям теплового потока и ГСЗ (рис. 1.2, *в*). Драгировки были сосредоточены на северном склоне впадины Хесса и дали хорошие результаты: получен полный последовательный разрез пород океанской коры. Попытки взять образцы осадков из самых глубоких участков впадины оказались безуспешными: грунтовая трубка ударялась в базальтовые лавы, широко распространенные в этом районе. Отбор проб донных осадков и измерения градиента температуры были выполнены на западном участке полигона, в районе гребня ВТП.

Глубинное сейсмическое зондирование было проведено на трех участках полигона: на северном блоке с применением трех ДС, на западном и южном с применением РБ. Получены хорошие записи сейсмических волн от ПИ, имеющих объем камеры 30, 60 и 75 л. Кроме того, системой из трех ДС зарегистрированы землетрясения, свидетельствующие о высокой современной тектонической активности впадины Хесса. Для выяснения вопроса о западном продолжении тектонических структур и геофизических аномалий, а также для уточнения данных по южному участку на завершающем этапе работ на полигоне пройдено два дополнительных галса с геофизической съемкой (меридиональный и широтный).

12 февраля закончили работы на полигоне и направились в порт Кальяо с попутными геофизическими измерениями (кроме НСП). В Кальяо судно прибыло утром 17 февраля. Здесь были выполнены опорные гравиметрические наблюдения. 19 февраля судно вышло из Кальяо и началась отработка геолого-геофизического разреза через южную часть Перуанской котловины и восточного склона ВТП (см.рис. 1.1). По всему разрезу выполнено эхолотирование, магнитометрия и гравиметрия и на значительной его части НСП на скорости 14–15 узлов. Перерывы в НСП были лишь на тех участках, где часто располагались геологические станции и становилось нецелесообразным выполнение трудоемких операций по спуску и подъему сейсмокос и ПИ. Геологические работы (отбор осадков грунтовыми трубками и дночерпателями) проведены на 10 станциях в целях изучения пространственного изменения металлоносных и других типов осадков на склоне ВТП. Одновременно с геологическими работами выполнялись измерения термоградиентометром, который был смонтирован на грунтовой трубке.

Место полигона IV было выбрано в зоне разломов Элтанин на основе анализа геолого-геофизических материалов по юго-восточной части Тихого океана. Эта зона разломов является уникальной как по масштабам горизонтальных смещений гребня хребта, так и по резкости форм рельефа дна (в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" выявлен перепад глубин 5000 м на участке протяженностью около 10 км на склоне ущелья разлома). Таким образом, здесь можно было ожидать очень благоприятных условий драгирования глубинных пород земной коры. Вместе с тем зона разломов Элтанин пока изучена сравнительно слабо: имеются только малодетальные сведения о рельефе и магнитных аномалиях, обобщенные в работах американских ученых [Molnar et al., 1975]. Это обусловлено большой удаленностью района от портов и плохими гидрометеорологическими условиями.

Основная цель работ 24-го рейса нис "Академик Курчатов" на полигоне IV – выполнение детальной геофизической съемки участка разлома Хизена (самого северного в системе разломов Элтанин), проведение драгировки склонов разлома и в случае благоприятной погоды отработка профиля ГСЗ для получения сведений о строении земной коры. Центральная точка полигона (55° 11′ ю.ш., 125° 37′ з.д.) была выбрана по данным эхолотирования в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [Живаго, 1979].

Подошли к полигону IV 4 марта, сбавили ход до 6 узлов и выполнили первый меридиональный галс (рис. 1.2, *г*). Разлом очень хорошо выражен на записях эхолота и НСП; перепад глубин по его южному склону составил 5100 м. Пользуясь относительно благоприятной погодой, приступили к основным работам – драгированию склона ущелья разлома. Драгировки были сосредоточены на наиболее крутом южном склоне ущелья и прошли успешно. Кроме того, было выполнено несколько геологических станций с грунтовыми трубками, дночерпателями и термоградиентометром.

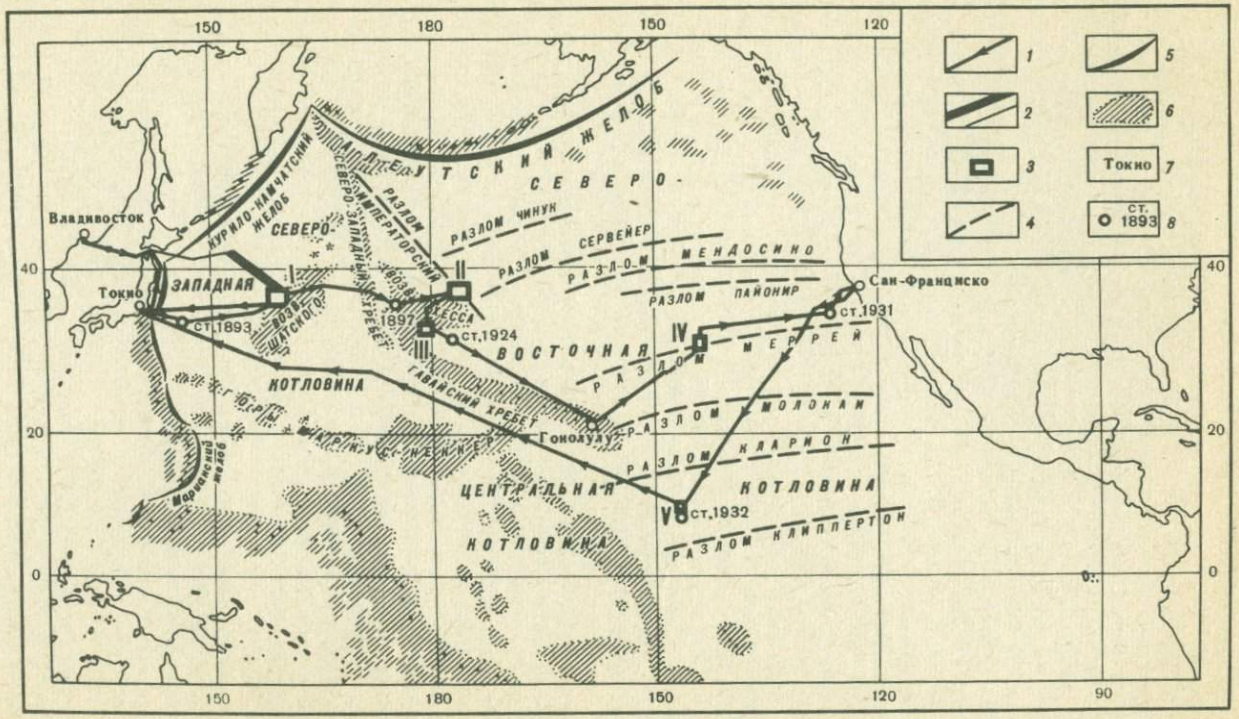


Рис. 1.3. Маршрут 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

1 — маршрут судна; *2* — геотраверзы; *3* — полигоны; *4* — разломы; *5* — желоба; *6* — подводные возвышенности и хребты; *7* — порты заходов; *8* — станции

6 марта продолжили геофизическую съемку на полигоне IV сначала на скорости 6 узлов, а затем — 10 узлов. Учитывая неблагоприятную синоптическую обстановку по району в целом (по данным карт погоды, принятых из Канберры), решили закончить работы на полигоне и двигаться на север. Таким образом, из запланированных работ на полигоне не удалось провести только ГСЗ. Остальные же виды исследований выполнены успешно и дали очень интересные новые сведения о строении и геофизических полях зоны разломов Элтанин.

10 марта погода улучшилась и удалось возобновить маршрутную геофизическую съемку, включая НСП. Следующий полигон был намечен на западном склоне ВТП (37°25′ ю.ш., 123°20′ з.д.), где на галсе 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" была обнаружена необычно большая для этих районов глубина океана 6500 м. Геофизическая съемка на полигоне V (рис. 1.2, *д*) выявила существование в этом районе ранее неизвестного крупного разлома. Разлом хорошо выражен в рельефе дна: максимальная глубина ущелья 6600 м, перепад глубин по северному склону превышает 5500 м. Научно-технический совет экспедиции принял решение назвать его разломом Академика Курчатова.

После съемки на полигоне были выполнены геологические работы (драгировки, спуски грунтовых трубок и дночерпателей), измерения теплового потока и ГСЗ вдоль ущелья и на южном блоке (рис. 1.2, *д*). Все виды работ прошли успешно. На выходе с полигона 19 марта сделали дополнительно три галса геофизической съемки, чтобы проследить восточное продолжение разлома. Затем выполнили геолого-геофизический разрез через ВТП, его восточный склон и депрессию Бауэр (см. рис. 1.1). На этом разрезе проведены маршрутные геофизические измерения и сделано 8 геологических станций для изучения характера и областей распространения металлоносных осадков. На станциях также измерялся тепловой поток. 5 апреля был начат переход через Атлантический океан, осуществляемый со скоростью 14,5 узлов, во время которого был выполнен непрерывный геофизический разрез через Атлантику (эхолотирование, НСП, магнитометрия, гравиметрия).

17 апреля судно прибыло в порт Лас-Пальмас, где были выполнены опорные гравиметрические наблюдения, а затем проследовало в Гетеборг. Цель захода — привязка гравиметрических наблюдений рейса к международной гравиметрической сети. При содействии ученых местного университета было получено разрешение и выполнены работы по привязке к береговому опорному гравиметрическому пункту. Привязка была выполнена успешно и с необходимой точностью.

Маршрут 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" приведен на рис. 1.3. Судно вышло из Владивостока 20 июля и возвратилось 29 октября 1979 г. На первом этапе рейса выполнены геофизические исследования на геотраверзе в Северо-Западной котловине Тихого океана, комплексные геолого-геофизические работы на полигоне I в районе центрального массива возвышенности Шатского и маршрутные геофизические наблюдения на двух пересечениях Северо-Западной котловины по пути в Токио и обратно. После этого, продолжая геофизические работы, судно пересекло северный массив возвышенности Шатского, Северо-Западный (Императорский) хребет, северную оконечность возвышенности Хесса и 23 августа прибыло на полигон II в районе Императорского разлома.

Район полигона II был выбран на юго-восточной оконечности Императорского разлома, где по имеющимся батиметрическим картам существует ущелье с максимальной глубиной 7390 м и где можно было предполагать контрастные формы рельефа дна, благоприятные для драгирования корен-

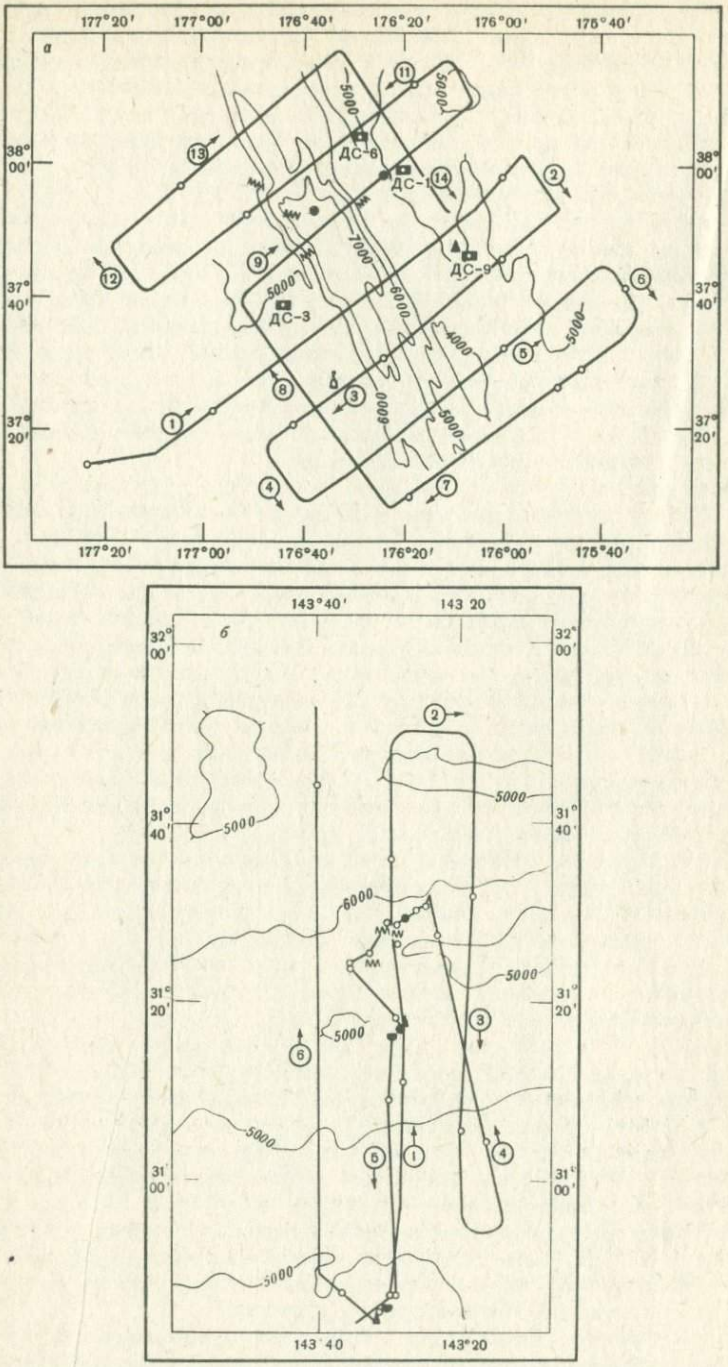


Рис. 1.4. Схема работ на полигонах М-23-II (*а*) и М-23-IV (*б*)
Обозначения те же, что на рис. 1.2

ных пород. Надо отметить, что Императорский разлом пока изучен слабо и, кроме сравнительно малодетальных батиметрических данных и мелкомасштабных магнитных и гравиметрических карт, мы не располагали никакими другими геолого-геофизическими материалами по этому разлому и прилегающим районам. Поэтому было намечено вначале выполнить рекогносцировочный галс, перпендикулярный простиранию разлома и проходящий через отметку с максимальной глубиной, а затем в случае получения благоприятных данных проводить съемку по сети галсов. Размеры полигона были выбраны 60 × 60 миль с тем, чтобы исследовать не только ущелье разлома, но и прилегающие к нему блоки. Первый галс через разлом показал, что место для работ было выбрано удачно: обнаружено узкое ущелье глубиной более 7,2 км с крутыми склонами (до 20—30°) амплитудой до 3500 м. Это давало основание надеяться, что разломом вскрыт достаточно мощный разрез земной коры.

Схема работ на полигоне II приведена на рис. 1.4, *а*. Геофизическая съемка была выполнена 23 и 24 августа; затем провели станционные работы на северо-восточном блоке разлома (спуск грунтовой трубки, придонного батометра и термоградиентометра). После этого была начата расстановка ДС. Всего было установлено на дно шесть приборов в четырех точках (см. рис. 1.4, *а*) — три точки регистрации на северо-восточном блоке разлома и одна — на юго-западном. Такая схема расположения ДС была выбрана с учетом сейсмологических наблюдений за локальными землетрясениями, эпицентры которых наиболее вероятны в ущелье разлома. Попутно с расстановкой ДС выполнялись измерения температуры с помощью батитермографа и отбор проб воды из верхних слоев батометром для газово-геохимических исследований. После расстановки ДС судно перешло в район ущелья и были начаты геологические работы. Был проведен спуск ударной грунтовой трубки (УТ) и герметичной трубки в центре ущелья, два драгирования (в верхней части северо-восточного и в нижней части юго-западного склонов), спуск трубки УТ на северо-восточном блоке. Обе драгировки были успешными и принесли большое количество коренных пород.

Первый этап работ по ГСЗ земной коры выполнялся на юго-западном блоке. Для получения встречной системы наблюдений в 15 милях от ДС был выставлен в дрейфе РБ и пройден профиль с ПИ (объем камеры 3 л) между РБ и ДС. Второй профиль ГСЗ был выполнен на северо-восточном блоке. Этот профиль отрабатывался с ПИ, имеющим объем камеры 30 л.

Попытка драгирования подножия северо-восточного склона ущелья не увенчалась успехом. Одной из главных причин этого, по-видимому, были неблагоприятные метеоусловия, так как драгировать приходилось против ветра, используя подработку двигателями. Поэтому следующую драгировку перенесли на противоположный склон. Поскольку нижняя часть этого склона была уже успешно драгирована, здесь драгировали верхний уступ. Драгирование прошло хорошо, драга принесла коренные породы.

Таким образом, драгирование разных горизонтов склонов ущелья Императорского разлома дало большое количество каменного материала, представляющего почти полный разрез земной коры: базальты, долериты, габбро-долериты и габбро. Далее выполнялись работы на малом ходу судна с многоканальной сейсмической системой МОВ на профиле через разлом.

Затем, продолжая геофизические наблюдения, прошли полигон III в районе возвышенности Хесса и 16 сентября прибыли на полигон IV в зоне разлома Меррей.

Место полигона IV было выбрано в средней части разлома Меррей,

где на имеющихся батиметрических картах указана отметка с максимальной глубиной 6255 м и где наиболее вероятно существование резких форм рельефа дна, необходимых для драгирования. Разлом на этом участке имеет субширотное простирание, поэтому основные галсы геофизической съемки были заданы меридиональными.

Поскольку на полигоне IV планировались преимущественно геологические работы, геофизическая съемка выполнена по сокращенной программе и включала четыре галса (рис. 1.4, *б*). Первый же галс обнаружил наличие в зоне разлома узкого ущелья с достаточно крутым южным склоном. Максимальная глубина ущелья оказалась больше, чем указано на картах — 6484 м. После геофизической съемки проводились геологические работы в ущелье разлома: спуск придонного батометра и грунтовой трубки УТ.

17 сентября начали драгирование южного склона ущелья. Было выполнено три драгирования — в нижней, средней и верхней частях склона в интервале глубин от 6100 до 5100 м. Все драги принесли каменный материал, но наиболее информативной была самая глубокая драгировка: здесь получен широкий комплекс пород от долеритов до габбро и пироксенитов. Закончив драгирование, провели работы на южном блоке разлома недалеко от ущелья: спуск термоградиентометра, грунтовой трубки и дночерпателя. Затем судно перешло на самый южный участок полигона, где были выполнены работы с герметичной трубкой, дночерпателем и термоградиентометром. Станционные работы на полигоне были закончены 18 сентября, затем сделаны два дополнительных галса геофизической съемки (см. рис. 1.4, *б*), и судно продолжило движение на север в начальную точку широтного геотраверза (см. рис. 1.2, *г*).

Геотраверз был выбран между разломами Меррей и Пайонир в целях изучения последовательности типичных линейных магнитных аномалий, рельефа дна и структуры земной коры Северо-Восточной котловины и западного склона ВТП. На западном участке геотраверза протяженностью около 370 миль выполнена маршрутная геофизическая съемка (эхолотирование, магнитометрия, НСП) на скорости 14 узлов. Затем в течение двух суток проводились работы с многоканальной сейсмической системой МОВ при скорости судна около 5 узлов. Протяженность профиля МОВ составила примерно 250 миль. Восточный участок геотраверза длиной около 280 миль был пройден со стандартной геофизической съемкой на скорости судна 14 узлов.

Геофизические работы на геотраверзе закончены 23 сентября. Затем выполнялись работы на ст. 1931: спуск придонного батометра, термоградиентометра и герметичной трубки. После завершения этих работ судно проследовало на юго-запад от порта Сан-Франциско, и за пределами 200-мильной зоны 27 сентября были начаты маршрутные геофизические наблюдения. Геофизический профиль проходил по склону ВТП и прилегающим участкам Северо-Восточной котловины и пересекал зоны разломов Меррей, Молокаи и Кларион. Длина профиля составила 2100 миль. На профиле получен большой объем данных о рельефе дна, особенностях магнитного поля, характере и мощности осадочного покрова, строения фундамента. Переход до района полигона V занял 6 сут.

Место полигона V было выбрано в Северо-Восточной котловине между разломами Кларион и Клиппертон, в области распространения железо-марганцевых конкреций. Работы на полигоне V были закончены 11 октября, после чего начали переход в Токио с маршрутными геофизическими наблюдениями (эхолотирование, магнитометрия, НСП).

Первый участок маршрута судна от полигона V проходил в северо-западном направлении до района скв. 46 б/с "Гломар Челленджер" и пере-

секал зону разлома Кларион, подводные горы Маркус-Неккер и юго-восточный район Северо-Западной котловины (см. рис. 1.3). Второй и третий участок маршрута расположены в Северо-Западной котловине: в широтном направлении до скв. 207 и далее на северо-запад через подводную гору Исакова. Геофизические работы были закончены 24 октября перед 200-мильной зоной от берегов Японии. Всего на переходе от полигона V выполнено 4300 миль эхолотирования, 4100 миль магнитометрии и НСП. Работы велись на полном ходу судна, кроме участка пересечения гор Маркус-Неккер, который был пройден на скорости 12 узлов для повышения разрешающей способности записей НСП.

5. ОБЪЕМ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Продолжительность 24-го рейса нис "Академик Курчатов" составляла 120 сут и за это время было пройдено 28 930 миль (включая работы на полигонах). Проведены комплексные геолого-геофизические исследования на двух полигонах в Атлантическом океане и на трех полигонах в Тихом океане, а также на четырех разрезах (два в Атлантическом и два в Тихом океанах).

По маршруту судна и на полигонах выполнен следующий объем научных работ:

эхолотирование — 20 440 миль (3240 на полигонах);
магнитометрия — 20 055 миль (3105 на полигонах);
гравиметрия — 18 520 миль (2530 на полигонах);
НСП — 8740 миль (2380 на полигонах);
многоканальное сейсмопрофилирование МОВ — 900 миль;
геотермика — 21 измерение;
ГСЗ — 660 км (15 профилей, 16 постановок ДС);
грунтовые трубки и дночерпатели — 57 спусков на 40 станциях;
различные виды анализов осадков — 1178 образцов;
радиоизотопные методы — 2400 анализов;
сборы коренных пород — 16 драгировок, 11 трубок и дночерпателей, 18 точек на островах;
метеорология — 400 стандартных наблюдений, 20 радиозондов.

За время 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" продолжительностью 101 сут были проведены комплексные геолого-геофизические исследования на пяти полигонах и двух геотраверзах.

По маршруту судна, на полигонах и геотраверзах выполнен следующий объем научных работ:

эхолотирование — 17 500 миль (2400 на полигонах);
фотостанции — 6 (4 успешных);
магнитометрия — 13 400 миль (1300 на полигонах);
НСП — 12 000 миль (1400 на полигонах);
многоканальное сейсмопрофилирование МОВ — 960 миль;
геотермика — 8 измерений;
ГСЗ — 800 км профилей, 21 постановка ДС, 2 постановки РБ;
грунтовые трубки и дночерпатели — 51 спуск;
различные виды анализов осадков — 2000 образцов;
сборы коренных пород — 20 драгировок.

6. ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты исследований научных отрядов изложены в последующих главах монографии. Здесь приводятся лишь самые важные результаты работ в основном по зонам разломов.

Геоморфологические исследования 24-го рейса нис "Академик Курчатов" на полигонах и разрезах через Атлантический океан дали возможность получить сравнительную характеристику трех основных морфоструктурных зон Срединно-Атлантического хребта: гребневой и двух фланговых. Впервые выполнены детальные работы на восточном участке разлома Атлантис, которые выявили ряд характерных морфоструктурных элементов, свидетельствующих о зрелости рельефа разлома в районе полигона I.

В Тихом океане детальные геоморфологические работы на полигоне III существенно уточнили карту рельефа дна района впадины Хесса и участка сочленения Галапагосской рифтовой зоны с ВТП. Впервые детально изучен участок разлома Хизена в системе разломов Элтанин (полигон IV). Выявлены и закартированы элементы морфоструктуры, открыта максимальная глубина ущелья 5980 м. Обнаружен и обследован новый разлом (названный разломом Академика Курчатова) на западном склоне ВТП (полигон V), по своим размерам сопоставимый с такими крупными нарушениями, как разлом Романш в Атлантическом океане. Анализ рельефа по двум пересечениям ВТП позволил существенно дополнить схему морфоструктур дна юго-восточной части Тихого океана.

Геомагнитные и геотермические исследования выявили основные особенности аномального магнитного поля и теплового потока на полигонах и по маршруту судна. Получены новые данные по разлому Атлантис, важные для уточнения истории его тектонического развития. В районе скв. 396 (полигон II) детальными исследованиями установлена сложная морфология аномалии 5. На полигоне III выполнены идентификация линейных аномалий и сопоставление с магнитными свойствами горных пород. Впервые проведено детальное геомагнитное изучение разлома Хизена в системе разломов Элтанин, позволившее получить информацию о возрасте и геодинамике соприкасающихся по разлому блоков коры. Осуществлено магнитное картирование разлома Академика Курчатова, установившее его сложную тектоническую природу.

Выполнены измерения геотермического градиента и теплопроводности осадков и составлены геотермические разрезы по двум пересечениям ВТП. Проведены массовые расчеты глубин залегания магнитных тел и эффективной намагниченности на полигонах и по маршруту. На основе комплексного использования геомагнитных и геотермических данных проведена оценка глубин поверхности Кюри и мощности океанской литосферы в юго-восточной части Тихого океана.

По гравиметрическим данным построены карты аномалий в свободном воздухе (Фая) и Буге для полигонов I, III и IV. На карте аномалий Буге полигона I выделяются две глубинные структуры, простирающиеся перпендикулярно разлому, т.е. с севера на юг. Данные полигона III свидетельствуют о разуплотнении пород верхней мантии под впадиной Хесса. Изоаномалы на полигоне III совпадают с простиранием разлома Хизена; судя по уровню аномалий этот участок расположен на сравнительно мощной коре.

Непрерывное сейсмическое профилирование дало много новых сведений о строении и мощности осадочного покрова, о рельефе акустического фундамента, о тектонике исследованных районов

Детальными работами на полигоне I выявлена сложная картина взаимо-

действия разломов субширотного и субмеридионального простираний. Субширотные разломы, соответствующие зоне трансформного разлома Атлантис, представлены двумя кулисообразными депрессиями, заполненными осадками мощностью до 400—800 м. Субмеридиональные разломы осложняют трансформный разлом и, по-видимому, имеют более молодой возраст.

Основной особенностью всех исследованных районов ВТП является почти полное отсутствие или очень маленькая мощность (менее 50 м) неуплотненных осадков, за исключением небольших "карманов" на северном блоке полигона IV и наиболее глубоких участков центральных депрессий на полигонах IV и V. Вместе с тем материалы НСП в районе ВТП существенно дополнили имеющиеся данные о простирании и характере основных тектонических нарушений, пересекающих ВТП.

На трансатлантическом профиле от о-ва Барбадос до Африки в котловинах по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта выявлены мощные толщи осадков (до 2—3 км). Осадочная толща четко разделяется на два слоя. Нижний слой мощностью от 100—200 м до 300—500 м (в прогибах фундамента) акустически прозрачен и сильно дислоцирован. С ним связаны структуры диапирового типа, особенно хорошо выраженные в восточной части котловины Зеленого мыса. Верхний слой представлен стратифицированными осадками турбидитного характера.

Глубинное сейсмическое зондирование на полигонах I—III и V дало новые сведения о строении и мощности земной коры в зонах трансформных разломов. Строение коры в ущелье трансформного разлома Атлантис в районе полигона I оказалось сходным с глубинным строением этого разлома в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта и отличается от коры океанских котловин. Сохранение особенностей глубинного строения трансформного разлома по его простиранию, по-видимому, свидетельствует о едином процессе, вызывающем глубинные аномалии коры и верхней мантии в этой зоне.

Блоки ВТП, прилегающие к впадине Хесса, характеризуются строением земной коры, близким к строению коры океанских котловин, но имеют немного меньшую мощность (около 5 км). Сейсмические слои хорошо коррелируют с геологическим разрезом, построенным по данным драгировок северного склона впадины. ГСЗ на полигоне V выявило подъем мантийных пород в ущелье разлома Атлантис по сравнению с прилегающими блоками с нормальной корой.

Сейсмологические наблюдения с помощью ДС показали, что участки трансформных разломов Атлантис (полигон I) и Академика Курчатова (полигон V) асейсмичны. Это свидетельствует об их слабой современной тектонической активности. В отличие от этих районов на полигоне III зарегистрировано большое количество землетрясений, приуроченных в основном к глубокой впадине Хесса. Эти факты подтверждают предположения о сравнительно молодой рифтовой природе впадины.

Литологические исследования осадков на разрезе через восточный склон ВТП и депрессию Бауэр дали новые сведения о разных фациальных типах металлоносных осадков, формирование которых было обусловлено большим многообразием и сложным сочетанием аккумуляции биогенного, вулканогенного и терригенного материала. Наибольшая металлоносность осадков отмечается в депрессии Бауэр.

На другом литологическом разрезе (от южной окраины Перуанской котловины до гребня ВТП) удалось не только уточнить области распространения металлоносных осадков, но и выявить особенности осадкообразования на различных структурах дна. Обнаружено, что в зоне стыка

Западно-Чилийского поднятия и ВТП донные осадки содержат очень много железа и марганца (более 24% железа и около 7% марганца на натуральный осадок).

Работы во впадине Хесса выявили признаки гидротермальной деятельности, что вместе с геофизическими данными позволяет отнести ее к активной рифтовой зоне.

На подводной горе в зоне разломов Элтанин (полигон IV) с глубины около 500 м подняты известняки мелового возраста, что является необычным для гребневых участков срединно-океанских хребтов. В этом же месте подняты раковины моллюсков, определение возраста которых радиоизотопным методом свидетельствует об опускании рассматриваемого участка хребта за последние тысячи лет на сотни метров.

Петрографические исследования коренных пород, полученных драгами и грунтовыми трубками, дали много новых сведений о магматизме океанского дна и составе земной коры.

Сравнение результатов драгировок на полигоне I с предшествующими работами в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта выявило смену толеитового магматизма на щелочной при продвижении по разлому Атлантис от гребня хребта на восток, в район полигона I.

Геологическими работами в районе впадины Хесса детально изучено строение земной коры, которая сложена в нижних частях дифференцированной ультрабазит-габбровой интрузией с постепенным переходом в верхних частях к базальт-долеритовому дайковому комплексу и однородному базальтовому (пиллоу-лавы). Последовательный переход между выделенными комплексами, отсутствие интенсивного метаморфизма дают возможность использовать этот разрез как эталонный.

В зоне разломов Элтанин (полигон IV) обнаружены два основных комплекса океанской коры. Нижний представлен метаморфизованными претерпевшими складчатость амфиболитовыми сланцами; верхний — последовательно дифференцированный ультрабазит-габбро-базальтовый комплекс, типичный для молодой океанской коры.

Разлом Академика Курчатова по геологическим данным является относительно древним. Северный блок зоны разлома сложен мощной вулканогенной толщей.

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" впервые проведены детальные геолого-геофизические работы в зоне Императорского разлома. Выявлены интересные особенности рельефа, магнитного поля, распределения осадков; определено строение земной коры. На исследованном участке ущелье разлома имеет максимальную глубину 7400 м; крутизна склонов достигает 30°, амплитуда — 3500 м. Установлено кулисообразное строение разлома. Мощность осадков в ущелье разлома меняется от 100—200 до 400—600 м. Прилегающие к ущелью блоки имеют строение земной коры, типичное для океанских котловин. Аномалии магнитного поля коррелируют с тектоникой района.

Драгировками склонов ущелья разлома получен геологический разрез земной коры в интервале глубин 4750—7200 м. В верхней и средней частях разреза преобладают базальтовые лавы, гиалокластиты, присутствуют долериты; породы близки по характеру к типичным океанским толеитам. В нижней части разреза развиты гипабиссальные долериты и габброиды; они затронуты зеленокаменным метаморфизмом. Таким образом, геологический разрез, полученный в зоне Императорского разлома, вскрывает породы второго и третьего слоев океанской коры. Эти данные хорошо коррелируют с сейсмическим разрезом земной коры, построенным по результатам ГСЗ.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность разлома Меррей детальные работы на полигоне выявили ряд новых черт его строения и аномального магнитного поля. Открыта новая максимальная глубина разломного ущелья на изученном отрезке — 6484 м (прежняя отметка 6255 м). По данным НСП в осевой части разлома обнаружены осадки мощностью до 100—150 м. В зоне разлома выявлены интенсивные магнитные аномалии, которые коррелируют с рельефом дна. С крутого южного склона ущелья разлома с глубин 5100—6110 м драгами были подняты толеитовые базальты, долериты, габбро-долериты, габброиды и плагиоклазовые пироксениты. Габброиды несут следы зеленокаменного метаморфизма. Здесь же были подняты единичные обломки метабазальтов и амфиболитов. Полученный набор пород характеризует разрез второго и третьего слоев океанской коры. Как по составу, так и по облику пород этот разрез сходен с разрезом, полученным в Императорском разломе.

В результате геоморфологических и геофизических наблюдений на участке маршрута от Сан-Франциско до полигона V получены новые данные о строении и геомагнитном поле зон разломов Меррей, Молокаи и Кларион, важные для их сравнительной характеристики. Сопоставление рельефа дна и фундамента показывает, что эти разломы имеют асимметричное строение. Приподнятый борт разлома характеризуется наиболее крутыми склонами и состоит из крупных блоков, разделенных сбросовыми (взбросовыми) уступами. Противоположные пологие склоны ущелий разломов имеют существенно большую раздробленность, но с незначительными амплитудами вертикальных смещений.

Выполненные во время 24-го рейса нис "Академик Курчатов" и 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" комплексные исследования подтвердили большую перспективность детальных геолого-геофизических работ в зонах трансформных разломов для непосредственного геологического изучения глубинных слоев земной коры, пока недоступных океанскому бурению, для расшифровки природы сейсмических слоев и аномалий геофизических полей.

ГЛАВА 2

МОРФОСТРУКТУРА РАЗЛОМОВ И РИФТОВ НА ДНЕ ТИХОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

Изучение океанских разломов и рифтов входило в программу экспедиционных исследований 8-, 14- и 23-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев", а также 24-го рейса "Академик Курчатов". Во всех этих рейсах проводилось комплексное геолого-геофизическое изучение районов крупных нарушений океанской земной коры и элементов донной морфоструктуры, генетически связанных с этими нарушениями. Благодаря исключительной контрастности донного рельефа, обусловленной рифтовой тектоникой и крупными трансформными разломами, здесь создаются оптимальные условия для изучения глубинных слоев земной коры, обнажающихся в бортах разломных ущелий и в склонах хребтов, обрамляющих рифтовые долины.

В последние годы в океанах обнаружены обширные участки дна с особым типом отложений, значительно обогащенных частицами рудных минералов. Как показали исследования, проявления металлоносности бывают обычно приурочены к районам крупных дизъюнктивных нарушений, где

облегчен выход глубинных гидротерм, взаимодействие которых с элементами, содержащимися в морской воде, обусловливает образование осадков с повышенным содержанием железа, марганца, никеля, меди и других металлов. Изучение таких районов и выявление их границ по признакам морфоструктуры дна также входило в программы экспедиционных рейсов.

Геоморфологический анализ, основанный преимущественно на материалах эхометрической съемки, составлял первый этап комплексных геолого-геофизических исследований. Детальные батиметрические карты районов разломов и рифтов, профили характерных структурных форм, морфоструктурные схемы и планы, полученные в результате работ на полигонах, послужили основой для нанесения характеристик геофизических полей, выбора мест драгирования пород, взятия проб донных отложений.

Работы велись в разных районах обоих океанов. Наиболее подробно была изучена юго-восточная часть Тихого океана, где исследованы главнейшие из многочисленных разломов, рассекающих Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) на отрезке от Субантарктики до параллели 31° с.ш. В районе экватора к ВТП под прямым углом примыкает широтно вытянутое Галапагосское поднятие, образуя узел тройного сочленения краев плит. В западной части этого поднятия подробно исследовано рифтовое ущелье и обрамляющие его хребты.

В северном полушарии был исследован наиболее сложно построенный участок Императорского разлома-трога и центральный отрезок разлома Меррей, относящегося к системе Великих разломов северо-востока Тихого океана, впервые описанной в работах [Менард, 1966; Menard, 1960, 1966]. В Атлантике проводилось изучение разлома Атлантис, рассекающего Срединно-Атлантический хребет и смежные с ним океанские котловины.

1. РАЗЛОМЫ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ. ОБЩАЯ МОРФОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВТП

Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет одно из главных звеньев планетарной цепи срединно-океанских хребтов, протянувшейся на длину более 60 тыс. км. На изученном отрезке оно служит границей между Тихоокеанской литосферной плитой на западе и плитами Антарктической (включая Чилийскую), Наска и Кокос на востоке. Морфологически поднятие выражено в виде широкого (600—700 миль) вала с пологими склонами, расчлененными на крупные и мелкие глыбы, среди которых в ряде мест высятся вулканические горы, иногда объединенные в массивы, а также короткие глыбово-вулканические хребты, параллельные главной оси поднятия.

Аналогичное глыбовое строение имеет и гребень ВТП, над которым глубины океана колеблются от 2000 до 3000 м. Лишь шесть — восемь отдельных вулканов поднимаются до отметок менее 2000 м. Высшей точкой является о-в Пасхи, единственный остров, поднимающийся над восточным флангом поднятия в южном полушарии в месте сочленения его с широтно вытянутым хребтом Сала-и-Гомес.

Особенностью ВТП, отличающей его от других сооружений срединно-океанского типа, является отсутствие продольной рифтовой долины и обрамляющих ее хребтов, что объясняется высоким темпом спрединга (до 16 см/год), при котором обильные массы поступающих к поверхности базальтов полностью заполняют рифтовую щель.

Осадочный покров на поднятии исключительно тонок, а в ряде мест

вообще отсутствует. Второй слой, представленный в основном вулканическими породами, имеет мощность порядка 1 км, а основной базальтовый слой — 3,6–3,7 км, что почти на 1 км меньше мощности того же слоя за пределами поднятия. Менард в своих работах назвал ВТП мегаантиклинальным воздыманием океанской земной коры, в котором слои становятся постепенно все более тонкими по мере приближения к гребню [Menard, 1960].

На всем протяжении изученного отрезка ВТП расчленено бесчисленными разломами, по которым отдельные его блоки испытывают относительные горизонтальные смещения. На схематической карте донных морфоструктур района исследований показаны лишь 30 наиболее крупных поперечных нарушений (рис. 2.1, см. вкл.). Большинство их осложнено разломами вторичных генераций. Несколько крупных зон разломов на юге ВТП объединяются в систему разломов Элтанин.

Как видно из той же схемы, в южной части ВТП преобладают правосторонние взаимные смещения каждой пары смежных блоков при противоположных, т.е. левонаправленных, сдвиговых тенденциях в пределах активных участков транформных разломов (между разобщенными гребнями блоков). К северу от параллели 40° ю.ш. начинают преобладать левосторонние смещения, а к северу от 20° ю.ш. — снова правосторонние, вплоть до стыка с широтным Галапагосским поднятием на 2° с.ш.

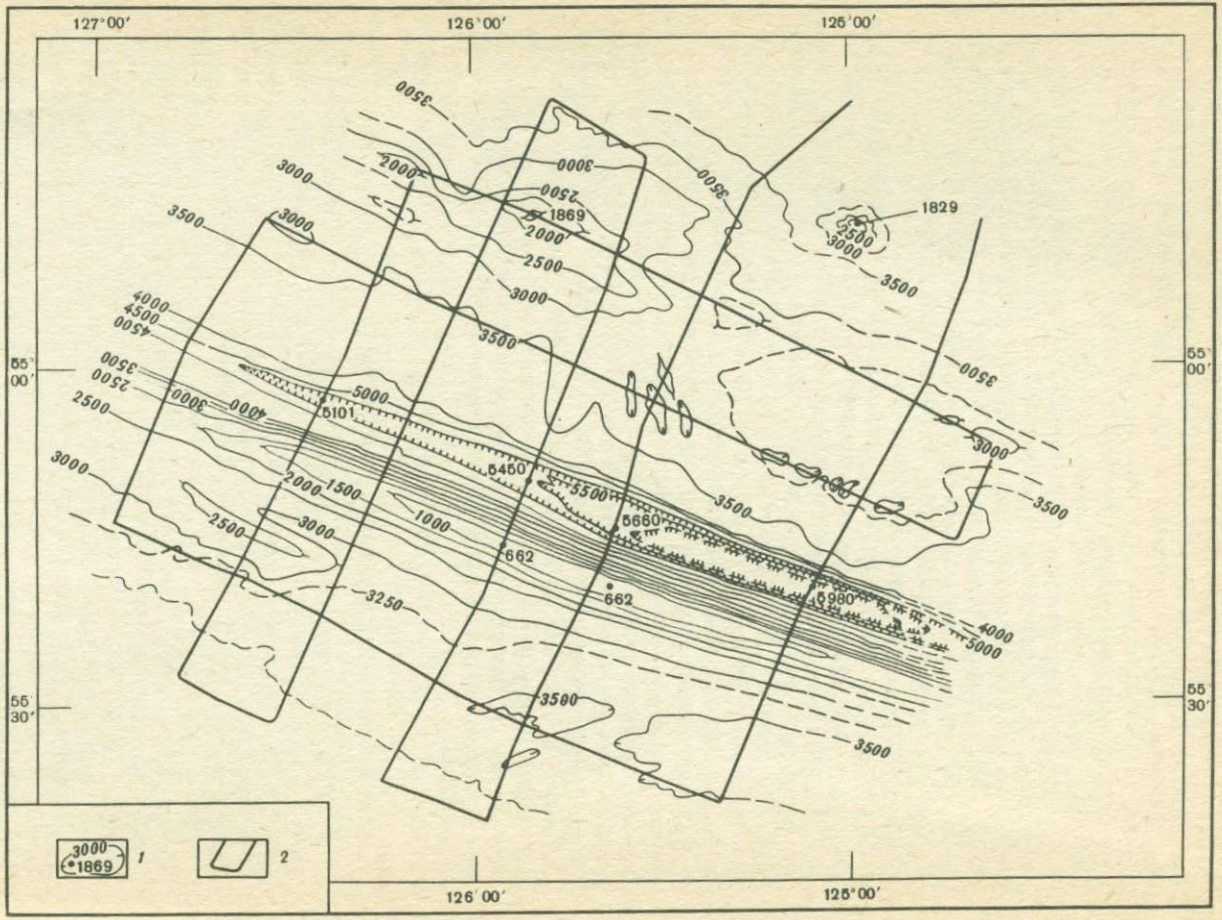
Нетрудно видеть, что границы участков с разнонаправленными смещениями (как и участков с разной амплитудой одностороннего разобщения блоков) приблизительно совпадают по своему положению с крупнейшими поперечными нарушениями земной коры — системой Элтанин и зонами разломов Челленджер и о-ва Пасхи. Этим, по-видимому, можно объяснить наблюдающееся общее искривление полосы ВТП, приобретшего в южном полушарии (аналогично Срединно-Атлантическому хребту) форму латинской буквы S. Ниже следует описание морфоструктуры отдельных крупных поперечных разломов ВТП, изучавшихся в экспедиционных рейсах судов ИОАН.

Разлом Хизена в системе нарушений Элтанин

В 1972 г. после работ нис "Элтанин" в южной части Тихого окена стало известно о существовании крупных нарушений земной коры, образованных гигантскими разломами, рассекающими срединно-океанское поднятие приблизительно по 55° ю.ш., и создающих здесь границу между Южно-Тихоокеанским (ЮТП) и Восточно-Тихоокеанским поднятиями.

Общее простирание этих разломов северо-западно—юго-восточное. Полоса коры, преобразованной наиболее крупными нарушениями, составляет по ширине более 100 миль и включает в качестве главных разломы Хизена и Тарп, осложненные множеством кулисно расположенных перистых нарушений, а также небольшими локальными трещинами, параллельными главным ущельям. Отнесение к этой системе разломов Менарда и Удинцева, отстоящих от главных нарушений соответственно на 420 и 300 миль, как это иногда показывается на американских картах, нам представляется необоснованным.

Разломы Хизена и Тарп, как и серия сопутствующих им нарушений, протягиваются параллельно один другому на 300 миль. Начинаясь в виде нескольких подводных гор восточнее желоба Кермадек, система нарушений Элтанин переходит в хребет Луизвилль, гайот Валери́ и протягивается далее в котловину Беллинсгаузена, где продолжением разлома Хизена служат


127°00′
126°00′
125°00′
55° 00′
55° 30′
3500
3000
2500
2000
1869
1829
4000
4500
5000
5101
6450
5500
5660
5980
1500
1000
662
3250
1
2

неглубокие узкие впадины и вытянутые в линию подводные горы. Поскольку длина нарушений, входящих в систему Элтанин, неодинакова (разлом Хизена примерно в 2 раза длиннее других) и вдоль каждого из них проявляется правостороннее смещение блоков срединного хребта, создается впечатление эшелонной структуры в целом, что особенно четко видно между меридианами 115 и 145° з.д.

В 1975 г. при работах на нис "Дмитрий Менделеев" в средней части разлома Хизена были обнаружены глубины, значительно превышающие показанные на американских картах [Molnar et al., 1975]. В точке 55°11′ ю.ш., 125°37′ з.д. была открыта глубина 5810 м, в то время максимальная для всей системы нарушений Элтанин [Живаго, 1979]. Работы на нис "Академик Курчатов" в 1977 г. проводились с целью более подробно осветить морфоструктуру разлома Хизена, осуществить здесь геофизическую съемку и выполнить серию геологических станций, которые позволили бы генетически интерпретировать это нарушение, связав его с общей тектонической обстановкой на юге Тихого океана. Учитывая материалы, полученные на нис "Дмитрий Менделеев", хотя и весьма отрывочные из-за штормовой погоды, представилась возможность избрать для работ участок, обладающий особенно контрастным рельефом впадин и хребтов в активной трансформной части разлома. Сделанный здесь полигон ограничен параллелями 54°30′ и 55°45′ ю.ш. и меридианами 124°30′ и 127°00′ з.д. Он состоял из 13 галсов, ориентированных вкрест и параллельно простиранию структурных элементов. В результате представилась возможность выделить следующие элементы морфоструктуры разлома, нашедшие отражение на батиметрической схеме и листе ориентированных профилей дна (рис. 2.2 и 2.3, см. вкл.).

Основная депрессия (разломное ущелье) протягивается с северо-запада на юго-восток и имеет дно, постепенно меняющееся по форме от пологовогнутого до плоского, шириной 2,5 мили. Наблюдается увеличение глубины депрессии в юго-восточном направлении от 4751 до 5980 м. Последняя глубина, обнаруженная в рейсе нис "Академик Курчатов", в координатах 55°19,5′ ю.ш., 125°9,0′ з.д., по-видимому, максимальная для всей системы нарушений Элтанин.

В поперечном сечении депрессия имеет вид глубокого ущелья, склоны которого асимметричны. Южный склон — более крутой (26°) и длинный, тогда как северный — короткий и не превышает по крутизне 20°. На четырех поперечных галсах в западной части полигона на южном склоне зарегистрированы дополнительные врезы ущелья с остроугольным дном, опущенным до глубины 4771 м. На крайнем восточном галсе депрессия приобретает ящикообразную форму с плоским дном и слегка расходящимися кверху прямолинейными склонами. Последние на эхограммах имеют вид наклонных стен с перепадами глубин до 5 км. Расстояние между изобатами 4000 м здесь также очень небольшое — примерно 4 мили. Тонкие карбонатные осадки, выравнивающие дно, имеют мощность около 600 м.

Западный фланг ВТП (северное обрамление разломного ущелья). К северу от борта ущелья, поднимающегося от его дна до глубины 3550 м,

---

Рис. 2.2. Схема батиметрии разлома Хизена в системе тектонических нарушений Элтанин

Положение исследованного участка отмечено квадратом на рис. 2.1. Отметки гребня хребта (662 м) и вершины одиночной горы на северо-востоке (1829 м) даны по карте Скриппсовского океанографического института [Mammerickx et al., 1970—1974, 1975]

1 — изобаты и глубины; *2* — галсы эхометрической съемки нис "Академик Курчатов"

дно резко выполаживается и здесь простирается слабо наклонная поверхность, покрытая глыбами смятенных очертаний, обусловленных облеканием осадками первичных тектонических форм. Размеры глыб колеблются от 200 до 500 м. В структурном отношении эта поверхность отвечает западному флангу ВТП, гребень которого благодаря правостороннему смещению по линии разлома расположен восточнее на 180—200 миль. Эту величину разобщения можно получить, сравнивая положение гребня северного блока поднятия, установленное по магнитным данным [Molnar et al., 1975], с южным горным обрамлением ущелья в пределах полигона, относящегося уже непосредственно к гребневой зоне ЮТП.

Гребневая зона ЮТП (южное обрамление разломного ущелья). Поскольку систему Элтанин принято считать границей двух срединных поднятий Тихого океана, высокий хребет, окаймляющий ущелье разлома Хизена с юга, следует относить уже к ЮТП, хотя структурно и генетически ЮТП и ВТП идентичны. Северный склон ЮТП образует упомянутую выше наклонную прямую стену ущелья высотой примерно 5 км.

Гребень ЮТП, двойной на западе полигона, приобретает на центральных и восточных галсах заостренную форму, поднимаясь, согласно американским данным, до отметок 662 м [Molnar et al., 1975]. Южный склон имеет крутизну 15°, несколько уступающую северному, и две небольшие выпуклости в средней части, благодаря чему в поперечном профиле хребет слегка асимметричен. Подножие хребта на юге плавно переходит в субгоризонтальную поверхность глыбового дна, аналогичную северному обрамлению главного ущелья. Это промежуточное пространство между разломами Хизена и Тарп, лежащее на глубинах 3200—3500 м, следует относить также к ЮТП, поскольку главным разломом, разделяющим смежные блоки срединно-океанского поднятия, является разлом Хизена. Мелкая расчлененность дна, которую выявил здесь самый южный продольный галс полигона, свидетельствует о наличии поперечных разломов вторичных генераций, подходящих по нормали к оси главного нарушения.

Вулканический массив на северо-востоке полигона. Последним крупным морфоструктурным элементом, нашедшим отражение на эхограммах, является крупное воздымание дна, расположенное в координатах 54°45′ ю.ш., 126°00′ з.д. Это вулканический массив продолговатых очертаний, достигающий в поперечнике 17—18 миль, с вершиной, отстоящей от поверхности океана на 1494 м. Образование его связано, по-видимому, с одним из сопутствующих разломов на западном фланге самого южного блока ВТП.

Общая структурно-морфологическая характеристика. Строение коры в разломе Хизена уникально для зон трансформных разломов срединно-океанских хребтов. В основании южного обрамляющего блока ЮТП, как и на дне ущелья, обнажаются амфиболитовые сланцы, а выше залегают перидотиты, слой который падает согласно южному склону этого приподнятого блока. Выше залегают габбро, перекрываемые базальтами и коралловыми известняками мелового возраста, пронизанными дайками долеритов [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. Базальты, не покрытые известняками, слагают описанное выше равнинное пространство к югу от разломной депрессии. Указанная последовательность напластований может свидетельствовать о сложных сбросово-надвиговых движениях, обусловивших образование блока ЮТП в качестве обрамления разломного ущелья. В северной половине полигона обнаружены только океанские базальты, прикрытые осадками, в составе которых присутствуют частицы, связанные с айсберговым разносом.

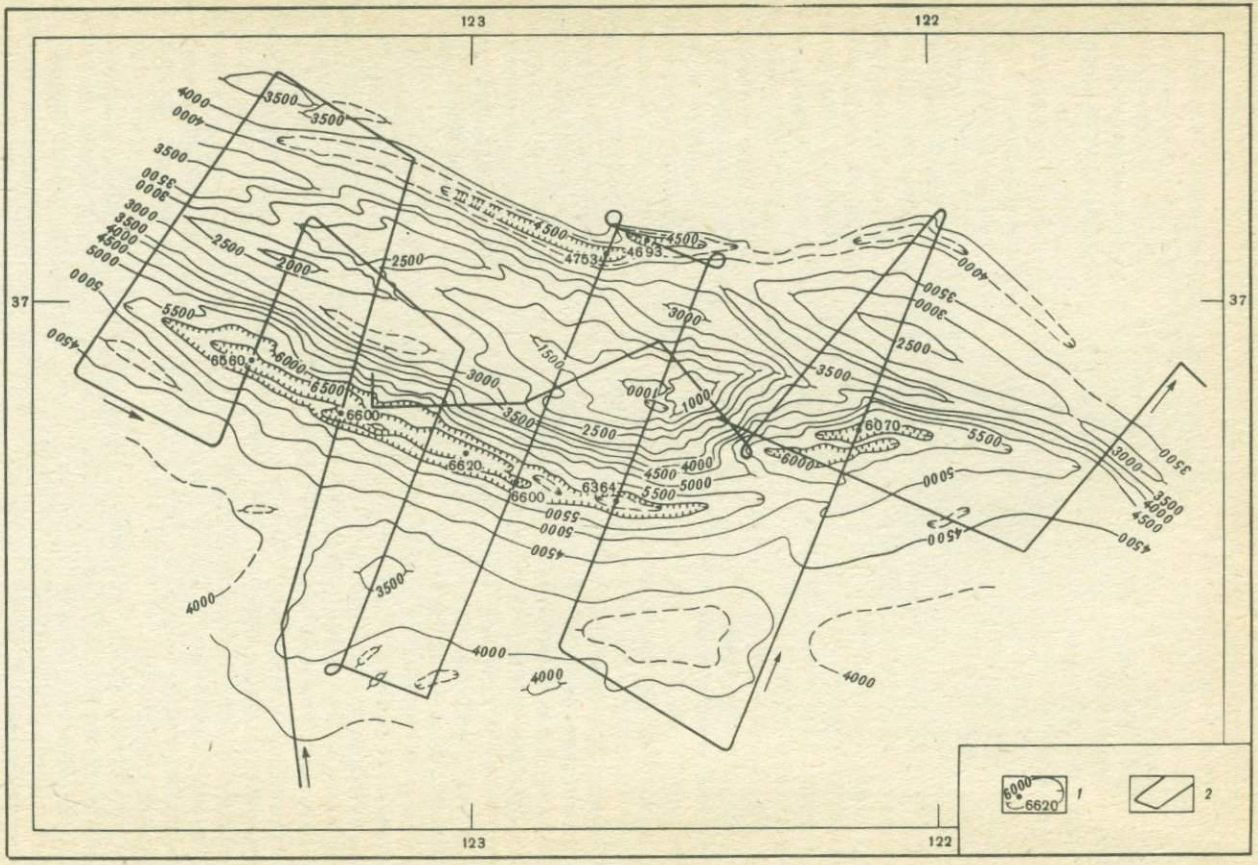
Величина относительно горизонтального разобщения блоков срединного

поднятия по разлому Хизена не может быть определена точно, так как линейные магнитные аномалии почти не прослеживаются в промежутке между этим разломом и расположенным южнее разломом Тарп. Это можно объяснить многообразными локальными нарушениями коры в указанном промежутке, создавшими, в частности, поперечные оперяющие разломы на юге полигона. По-видимому, правильнее в качестве границы между ЮТП и ВТП рассматривать систему Элтанин в целом, используя для морфоструктурных построений линейные магнитные аномалии по обе стороны главной полосы нарушений.

Аномалия 4 (7 млн. лет, граница миоцена и плиоцена), выявленная к северу от ущелья разлома Хизена, вообще не прослеживается в полосе коры, отделяющей этот разлом от разлома Тарп [Molnar et al., 1975]. Расчет может быть сделан по аномалии 5 (9,5 млн. лет, поздний миоцен), которая к северо-западу от полигона характеризует западный фланг ВТП, а к югу от разлома Тарп — западный фланг ЮТП. Взаимное правостороннее смещение блоков срединного хребта составляет здесь приблизительно 500 миль. В прошлом, судя по более древним аномалиям до аномалии 26 включительно (64,5 млн. лет, начало палеоцена), величина разобщения была меньшей, около 400 миль, а еще далее от гребня поднятия аномалии ведут себя по-разному. Так, на западе, расстояние между аномалиями 32 (77,5 млн. лет, мел) составляет всего 280 миль, тогда как на востоке, к северу от разлома Хизена, они вообще не проявляются. Надежными древними аномалиями, четко выраженными по обе стороны системы Элтанин, уже в пределах котловины Беллинсгаузена, оказываются аномалии 18 (45,5 млн. лет, середина эоцена). Расстояние между ними вдоль параллели, указывающее на величину разобщения блоков, составляет примерно 420 миль, что, вероятно, наиболее близко к действительности, если считать, что в систему Элтанин входят только разломы Хизена и Тарп. Включение в систему других разломов увеличивает величину горизонтального разобщения пропорционально расширению полосы дна. Выше уже указывалось, что такое расширение вряд ли обосновано, поскольку все срединное поднятие состоит из блоков, разделенных разломами, и такое расширение могло бы быть беспредельным.

В целом система Элтанин представляет одно из наиболее грандиозных нарушений океанской земной коры. Естественно, что размеры дислокаций не всюду одинаковы. В центральной части, на участке гребневой зоне срединно-океанского поднятия, где был сделан полигон, они, по-видимому, максимальны, причем здесь большое значение приобретает и вертикальная составляющая движений, благодаря которой образовался взброс блока поднятия, окаймляющего с юга разломное ущелье. Кроме того, в этой активной части трансформного разлома структура осложнена обратными по отношению к разобщенным блокам поднятия, т.е. левонаправленными, движениями масс пород на флангах хребта, обусловленными продолжающимся спредингом.

Для системы разломов Элтанин характерна еще одна черта, отличающая ее от разломов с менее значительным горизонтальным разобщением смежных блоков срединного поднятия: линии контактов таких блоков не прямолинейны, а выражены в плане в виде пологих полудуг, искривленных по-разному на различных участках. Так, западнее 115° з.д. полудуги обращены выпуклостями на запад, тогда как восточнее этого меридиана они прямолинейны и даже слегка выгнуты к северо-востоку. Соответственно по-разному ориентированы и гребневые зоны смежных блоков ЮТП и ВТП, разделяемых трансформными нарушениями. Северо-восточное окончание ЮТП у разлома Тарп направлено под углом 50° к меридиану,


123
122
37
37
123
122
4000
3500
3500
4000
3500
3500
3000
3000
3500
4000
4500
5000
5000
4500
2500
2000
2500
5500
6560
6000
6500
6600
6620
6600
6364
5500
5000
4500
4000
4500
4500
4753
4693
4500
3000
1500
1000
1000
3500
2500
4000
4500
5000
5500
6070
6000
5500
5000
4500
4000
3500
3000
3500
4000
4500
4000
4000
4000
4000
3500
6000
6620
1
2

тогда как наиболее южный сегмент ВТП отклоняется от меридиана всего на 20°, причем, если проследить это поднятие далее к северо-востоку, нетрудно заметить, что ось его все больше приближается к меридиану, составляя с ним, например, на 45° ю.ш. угол всего 10–12°.

Указанные изменения в простирании разломов системы Элтанин служат, по-видимому, отражением ротационных движений крупных блоков коры вблизи границы плит Антарктической и Тихоокеанской, проходящей по гребням ЮТП и ВТП. Возможно, они свитедельствуют и об изменении положения полюса вращения этих плит в Северном Ледовитом океане, когда на месте современной Чилийской котловины еще располагалась древняя Фараллонская плита. Тогда, 35 млн. лет тому назад, этот полюс находился в координатах 79° с.ш., 111° в.д. В настоящее время, как считает Ле-Пишон [Le Pichon, 1968], он переместился в южное полушарие и находится в точке с координатами 70° ю.ш., 118° в.д., что представляется маловероятным исходя из плановых очертаний и общей ориентации разломов, рассекающих в Тихом океане срединное поднятие. Видимо, перемещение полюса не было столь значительным. Так, или иначе, весь северный выступ Антарктической плиты смещен вдоль системы разломов Элтанин на восток, приблизительно на 400–450 миль. Несколько разломов с меньшей амплитудой смещения, рассекающих ВТП к северу от 54° с.ш., следует рассматривать в качестве нарушений вторичных генераций, связанных с основным сдвигом.

Разлом Академика Курчатова

Работы исследовательских судов ИОАН в более северных широтах восточной части Тихого океана подтвердили широкое распространение разломов по всей длине ВТП. Обнаружение еще одного крупного тектонического нарушения на западном фланге ВТП, в месте перехода его в Южную котловину, может считаться географическим открытием.

В марте 1975 г. при следовании нис "Дмитрий Менделеев" на северо-восток вдоль западного фланга ВТП в координатах 37°05′ ю.ш., 123°28′ з.д. были обнаружены неизвестная до этого времени глубина океана 6500 м и окаймляющая ее с севера возвышенность с вершиной, расположенной на глубине 1840 м. Перепад глубин 4660 м на протяжении всего 11 миль мог быть обусловлен только крупным разломом земной коры, входящим в систему подводных нарушений, расчленяющих срединно-океанский хребет на ряд блоков. Подробная полигонная съемка, выполненная в марте 1977 г., подтвердила наличие здесь разлома земной коры, который по масштабу тектонических нарушений может быть отнесен к категории крупных.

Разлом представлен сложным комплексом форм рельефа, занимающих в общей сложности полосу дна шириной около 30 миль. Вдоль простирания он прослежен на длину 103 миль к восток-юго-востоку между 121°40′ и 123°45′ з.д. Выделяются следующие основные элементы морфоструктуры полосы нарушений (с севера на юг) (рис. 2.4).

Северная депрессия — узкое (около 2 миль) долинообразное понижение дна с глубинами океана до 4673 м, извилистой формы, с кулисным сочленением с другими впадинами на меридиане 122°40′ з.д.

Северный окаймляющий (разделяющий) хребет — приподнятый блок коры шириной около 15 миль, с минимальной глубиной океана над греб-

Рис. 2.4. Батиметрическая схема разлома Академика Курчатова
1 — изобаты и глубины; *2* — промерные галсы

нем 770 м в средней части исследованной полосы; имеет несколько вершин и крутые (до 20°) склоны, спускающиеся к смежным ущельям.

Главная депрессия — основное ущелье разлома, с крутым (до 20°) северным и более пологим и коротким южным склонами, с максимальной глубиной на меридиане 123° з.д. — 6620 м — глубочайшей точкой всего разлома. Дно ущелья постепенно поднимается в обе стороны от этой точки вдоль оси ущелья, но в общем глубина больше в центре и на западе, где на протяжении почти 70 миль дно опущено более чем на 6000 м. Восточнее 122°30′ з.д. ущелье ориентировано субширотно, а далее снова наблюдается переход к общей восточно-юго-восточной ориентации структурных линий, причем глубины уменьшаются до 5000 м.

Как и в северной депрессии, здесь наблюдается эшелонное взаиморасположение отдельных отрезков ущелья, причем каждый последующий отрезок располагается несколько севернее предыдущего. Ширина депрессии у дна колеблется от 1 до 3 миль. На четырех пересечениях на западе и в центре исследованного участка, где находятся максимальные глубины разломного ущелья, встречено идеально плоское дно, покрытое осадками. На крайнем западе форма дна чаще остроугольная; на востоке, напротив, расширенная. Здесь депрессия, по-существу, утрачивает форму ущелья, приобретая контур пологовогнутой чаши с волнистой поверхностью дна. Густая сеть промерных галсов, в частности восемь поперечных пересечений, позволяют установить асимметрию склонов главной депрессии. Северный склон всегда крутой (до 20°) и обычно вогнутый, тогда как южный — более пологий (2—6°) и, как правило, выпуклый. Максимальный перепад глубин между вершиной окаймляющего хребта и дном депрессии 5850 м.

Субгоризонтальная глыбовая поверхность — пространство дна, разбитого на глыбы среднего размера (40—80 м), окаймляющее с юга главное ущелье и простирающееся на глубине океана в среднем 3900 м. По-существу — это слабо нарушенное подножие западного фланга ВТП. На одном из пересечений этой поверхности встречена вулканическая гора относительной высотой 900 м.

Строение дна океана в полосе тектонических нарушений, связанных с разломом Академика Курчатова, типично для периферических частей срединно-океанских поднятий. В большинстве драговых проб содержались толеитовые базальты [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. Северный хребет, окаймляющий разломное ущелье, представляет собой цепь вулканов. Местами на вершинах сохранились известняковые надстройки. На склонах местами встречается гиалокластит.

Осадочный покров неодинаков по составу на различных элементах рельефа. На возвышенностях это преимущественно современные фораминиферовые алевриты очень небольшой мощности, сменяемые на склонах плейстоценовыми карбонатно-глинистыми отложениями. В понижениях между отдельными вулканическими вершинами мощность осадков достигает 200 м. На дне ущелий залегают пелагические илы с цеолитами, подстилаемые толщами кокколитовых осадков, относимых по возрасту к раннему миоцену. Мощность всей толщи примерно 100 м. Нахождение карбонатных осадков на глубине 6 км необычно и может быть объяснено погружением дна в недавние этапы геологической истории при отдвигании Тихоокеанской литосферной плиты к западу от гребня ВТП.

Обнаруженный разлом оставляет впечатление зрелой морфоструктуры, возникшей, по-видимому, до формирования гребневой зоны современного ВТП, где ущелье полностью закрыто потоками лав. Несколько южнее исследованного участка прослеживаются линейные магнитные аномалии 7 и 9, вытянутые параллельно флангу ВТП и позволяющие установить воз-

раст океанской коры в данном районе, приближающийся к 28–30 млн. лет (поздний олигоцен) [Herron, 1972; Molnar et al., 1975]. Те же аномалии отмечаются к северо-западу от разлома, свидетельствуя о левостороннем смещении блоков коры вдоль его оси. Подтверждение этому можно видеть в асимметрии поперечного профиля всей полосы нарушений; горный рельеф отмечен только к северу от главного ущелья. По-видимому, сдвиговые деформации в зоне нарушений происходили неравномерно, что привело к образованию эшелонной структуры. О зрелости разлома говорят также железомарганцевые корки на базальтовых глыбах и четкие следы подводного выветривания на многих, поднятых драгами обломках пород. В сейсмическом отношении западный фланг ВТП спокоен [Stover, 1973]. Тепловой поток не превышает 42 мВт/м^2 [Смирнов, Попова, 1974].

Разлом Академика Курчатова следует отнести к типу крупнейших поперечных нарушений срединно-океанских хребтов. В отдаленной части западного фланга ВТП, где проводились исследования, располагается так называемая пассивная часть разлома. С приближением к гребню ВТП она переходит в активную трансформную часть, однако здесь молодые излияния базальтов полностью скрывают рельеф ущелья, затрудняя сопоставление с аналогичными нарушениями на восточном фланге поднятия. Лишь в одном месте, в координатах 39° ю.ш., 104° з.д., зарегистрирована глубокая впадина (с отметкой дна 4780 м), соответствующая предполагаемому продолжению разлома Академика Курчатова. Далее к юго-востоку протягивается разлом Фернандес, пересекающий котловину Беллинсгаузена и Западно-Чилийское поднятие. Сходное простирание и аналогичное левостороннее смещение блоков коры по линиям всех нарушений создают предпосылки их возможной увязки. В противоположном северо-западном направлении разлом Академика Курчатова находит продолжение в виде вулканических линеаментов о-ов Тубуаи и Куку (южных).

Разлом Меррей

Разлом Меррей, рассекающий западный фланг ВТП и пространство Северо-Восточной котловины в полосе дна, ограниченной параллелями 27° и 34° с.ш., входит в систему Великих разломов северо-востока Тихого океана. Он протягивается на 2300 миль от района Лос-Анджелеса до Гавайских островов, переходя к юго-западу от них в подводный хребет Неккер.

В средней части разлома Меррей, к северу от цепи Безлунных гор, был сделан геолого-геофизический полигон, ограниченный параллелями 30°43′ и 31°52′ с.ш. и меридианами 142°50′ и 143°50′ з.д. Галсы геофизической съемки пересекли зону разлома вкрест и вдоль ее простирания, что позволило охватить исследованиями полосу дна шириной 50–60 миль и площадью около 3500 кв. миль. Здесь могут быть выделены следующие основные элементы морфоструктуры полосы нарушений, нашедшие отражение на батиметрической карте и профилях дна (рис. 2.5 и 2.6).

Северный окаймляющий хребет — достаточно четкое воздымание дна, проявляющееся участками по всей длине разлома, что устанавливается при анализе мелкомасштабных карт. Особенно отчетливо этот хребет выражен на галсе 3 полигона, где его острый гребень отстоит от уровня океана на 4400 м. Ширина хребта по изобате 5200 м, проходящей по его основанию, 5 миль. Относительная высота над окружающим пространством дна 800 м. Крутизна склонов 13–17°; более крут склон, обращенный к югу. Судя по картографическим материалам аналогичные по форме узкие

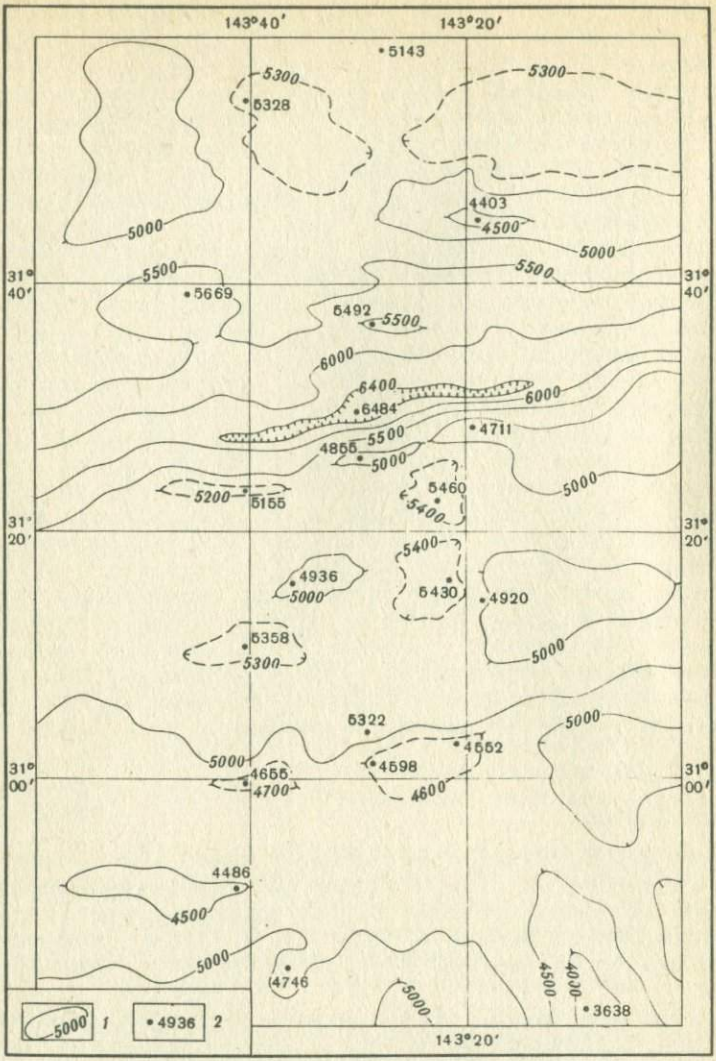


Рис. 2.5. Батиметрическая схема разлома Меррей
1 — изобаты; *2* — отметки характерных глубин, м

разобщенные хребты окаймляют с севера разломное ущелье на всем его протяжении.

Разломное ущелье — очень узкая депрессия субширотного простирания с плоским дном шириной примерно 1 миля и асимметричными склонами, почти лишенными уступов. Наиболее крут южный склон, угол которого местами превышает 17°. В верхней части северного склона, крутизной не более 4°, прослеживаются две неширокие ступени. На галсе, пересекшем зону разлома по меридиану 143°30′ з.д., обнаружена новая максимальная глубина ущелья, равная 6484 м (против глубины 6255 м, отмеченной на картах). На остальных трех пересечениях максимальные глубины состави-

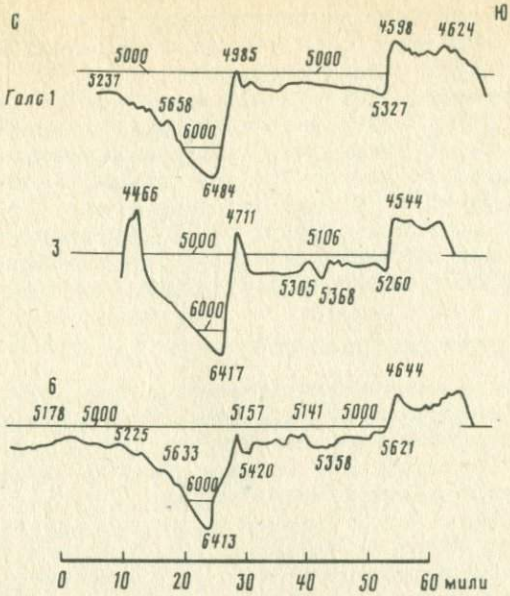


Рис. 2.6. Разлом Меррей. Поперечные профили разломного ущелья и обрамляющих хребтов

Положения профилей см. на рис. 2.7

ли 6421, 6400 и 6416 м, т.е. в продольном направлении дно расположено практически на одном уровне.

На всех пересечениях край южного борта ущелья надстроен узким гребнем с острой вершиной. Наиболее четко гребень выражен на галсе 3, прошедшем вдоль меридиана 143°20′ з.д., где его относительная высота достигает 662 м. Ширина ущелья по верхним краям его бортов колеблется от 13 до 17 миль.

Широкое воздымание дна трапециевидной формы, протягивающееся на крайнем юге полосы нарушений, вдоль разломного ущелья, на расстоянии 25 миль от него. На всех пересечениях этого поднятия отмечен крутой, около 20°, краевой эскарп высотой 700 м, обращенный в сторону ущелья. Абсолютные отметки вершины – 4599, 4546 и 4589 м. Характерно наличие плавного понижения в центре этого поднятия, в общем параллельного основному простиранию зоны разлома. Его склон, обращенный в сторону Северо-Восточной котловины более пологий, иногда осложненный невысокими выступами и небольшими впадинами.

Батиметрическая карта и профили отражают черты морфоструктуры разлома в его пассивной части, вдали от гребня ВТП. Здесь прежде всего бросается в глаза общая приподнятость дна по обеим сторонам ущелья, что отмечается и у других разломов на востоке Тихого океана. Эти приподнятые участки приблизительно одной высоты, что позволяет отнести разлом Меррей ко второму типу линеаментов такого рода, по классификации Менарда (к первому типу принадлежит разлом Мендосино, вдоль которого протягивается лишь один высокий асимметричный хребет).

Геоморфология разлома Меррей, как и других зон Великих разломов Тихого океана, во многом определяется их положением на западном фланге ВТП. Поскольку горизонтальное смещение блоков океанской коры

вдоль разлома Меррей было правосторонним, а вдоль разлома Мендосино — левосторонним, огромный блок западного фланга ВТП, находящийся между ними, оказался отодвинутым более чем на 500 миль на восток. Это нашло отражение также в подводном рельефе Северо-Восточной котловины. Полоса глубокого дна между указанными разломами "вторглась" на восток и в настоящее время каждый из них разделяет области дна, резко различающиеся по уровню. Так, дно котловины к северу от разлома Меррей лежит почти на 500 м ниже, чем к югу от него. У разлома Мендосино картина обратная. Особенно резкий контраст уровней дна Северо-Восточной котловины, обусловленный разломами и горизонтальными смещениями блоков коры, наблюдается к востоку от меридиана 150° з.д.

2. ГАЛАПАГОССКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

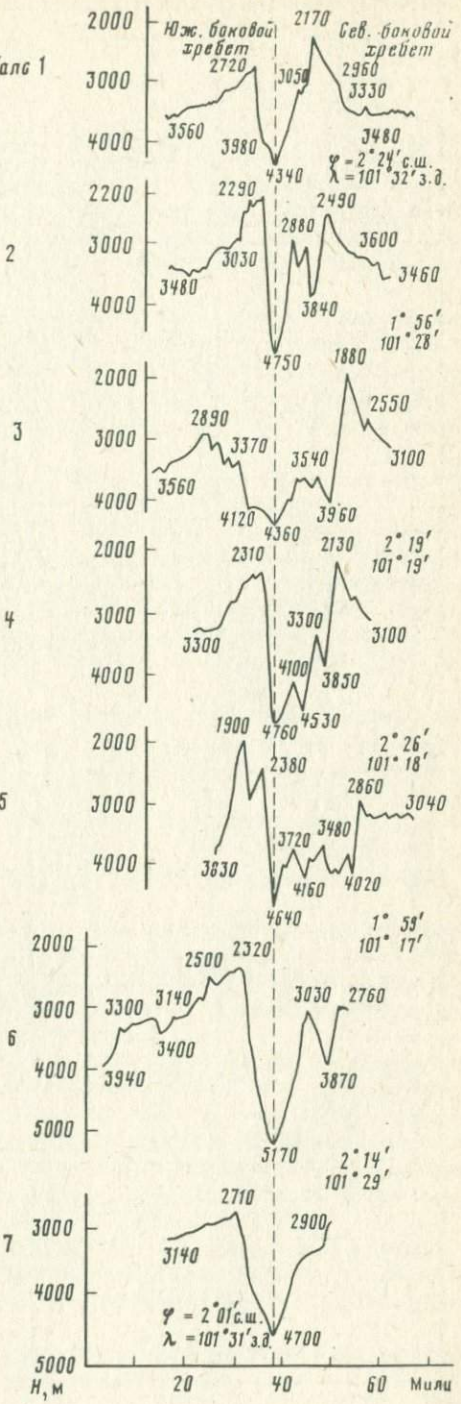
Галапагосское поднятие в орографическом плане образует перемычку между ВТП и периферическим подвижным поясом Америки, соединяясь с последним посредством двух расходящихся под углом хребтов: Кокосового и Карнеги. В центре этой системы поднятий находится огромный вулканический массив Галапагосских островов. Рифтовый комплекс морфоструктур особенно четко выражен в западной части поднятия, где находится впадина Хесса. В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" здесь был сделан геолого-геофизический полигон, 6 галсов которого пересекли рифтовую зону вкрест простирания ее структурных элементов и 10 прошли приблизительно вдоль их осей. Кроме того, 4 галса было пройдено с пересечением осей структурных элементов под углом, отличным от прямого. Полигон ограничен параллелями 1°35′ и 2°40′ с.ш. и меридианами 100°50′ и 102°50′ з.д. На переходах между станциями при драгировках и работах с донными сейсмографами показания эхолотов использовались для корректировки положения места судна. При этом были получены новые данные о глубинах океана, использованные для общих выводов о морфоструктуре рифта.

Галапагосское поднятие изучалось американскими геофизиками [Hey et al., 1972; Holden, Dietz, 1972], а также во время 8- и 14-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев" [Живаго, Буданова, 1976; Живаго, 1979] (рис. 2.7). Поднятие представляет молодую структуру раздвижения широтного простирания, имеющую в плане форму клина с острием, направленным на запад. В тектоническом плане это типичная структура рифта с "живым" участком впадины Хесса и боковыми хребтами, ограниченная расходящимися плитами Кокос и Наска, отодвигание которых одна от другой совершается не равномерно, а с постепенным убыстрением к востоку, в результате чего в пределах клина создаются внутренние хребты, а рифтовая долина испытывает несколько бифуркаций, как бы дробясь на рукава.

Рассмотрение элементов морфоструктуры рифтовой зоны удобно вести по галсам геофизической съемки. Наиболее информативными из них явились галсы 1 и 3, прошедшие вдоль меридианов 101°17′ и 101°32′ з.д. (рис. 2.8).

Первый из них пересек рифтовую зону в южном направлении в 16—17 милях восточнее впадины Хесса. Максимальная глубина впадины Хесса по данным 24-го рейса нис "Академик Курчатов" 5430 м (2°14,1′ с.ш., 101°32,8′ з.д.), по данным 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" — 5469 м (2°12,3′ с.ш., 101°31,8′ з.д.). Южная окраина расположенного здесь плато Альбатрос представлена поверхностью, разбитой на глыбы, но в общем горизонтальной, простирающейся на глубине океана 3500 м. Переход в

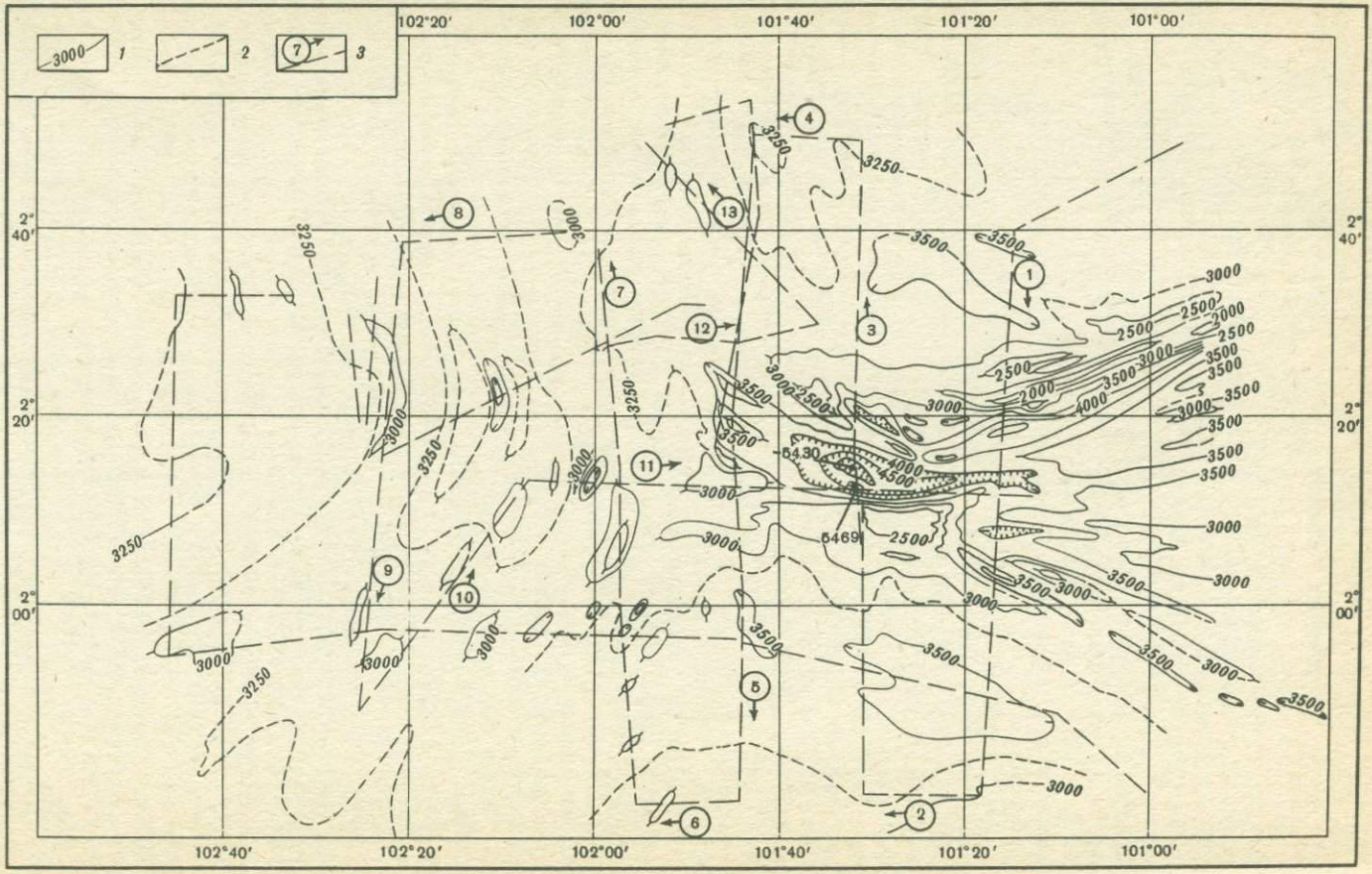
Рис. 2.7. Поперечные профили рифтовой зоны Галапагосского поднятия (по данным 8-го рейса нис "Дмитрий Менделеев")



Северный окаймляющий хребет рифтового ущелья довольно резкий, усугубленный глубоким и узким краевым прогибом в виде долины с глубиной дна 3725 м. Огромный двуглавый Северный хребет имеет отметки вершин 2230 и 1858 м. Дно седловины, разделяющей вершины, опущено до 2890 м.

Южный склон хребта круто, под углом 24°, падает к дну самой северной рифтовой долины, наиболее глубокой из четырех, выявленных на данном пересечении. Ее глубина 4653 м. Остальные долины имеют отметки дна 4236, 4316 и 4083 м. Разделяющие их внутренние "водораздельные" хребты оканчиваются острыми гребнями, которые не поднимаются, однако, выше отметок 3300–3320 м. Исключительная свежесть форм отличает рельеф этих внутренних участков Галапагосского поднятия, где тектонические движения даже на некотором удалении от "острия" клина продолжают оставаться активными. Здесь фактически уже завершилось разделение рифтовой щели на "рукава".

Южный окаймляющий хребет значительно ниже Северного и в общем более массивен. Вершина его более округла и отстоит от уровня океана на 2888 м. Бросается в глаза резкая асимметрия Южного хребта. Если внутренний склон, обращенный к долинам, прямолинеен и крут (более 26°), то внешний, южный, спадает к плите Наска ступенями, образуя уклон в среднем не более 2°. Как и на севере, здесь прослеживается краевой прогиб относительной глубиной около 500 м. Поверхность плиты Наска простирается на глубинах 3000–3500 м.


3000 1
2
7 3
102°20′
102°00′
101°40′
101°20′
101°00′
102°40′
2° 40′
2° 20′
2° 00′
3250
3500
3000
2500
2000
4000
4500
5430
5469
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Второе полное пересечение Галапагосской структуры сделано в 15 милях западнее первого по галсу 3, прошедшему с юга на север. Краевой прогиб перед Южным хребтом здесь имеет отметку около 3700 м и в то же время сам хребет почти на 300 м выше, чем на галсе 1, при тех же очертаниях.

Важным фактором является открытие, по-существу, двух впадин Хесса в пределах площади, оконтуриваемой изобатой 4500 м. Они отстоят одна от другой по меридиану на две мили. В южной впадине нис "Дмитрий Менделеев" в 1975 г., в точке 2°12,3′ ю.ш., 101°31,8′ з.д. была обнаружена глубина 5469 м, считавшаяся максимальной для всей рифтовой зоны, т.е. "Глубина Хесса". В 1977 г. эта точка осталась в стороне от галса 3 нис "Академик Курчатов" и максимальная зарегистрированная глубина южной впадины получилась равной 4870 м.

Северная впадина на галсе 3 оказалась, напротив, очень глубокой. Ее узкое (300 м) дно лежит на отметке 5273 м, однако и она еще не была наибольшей глубиной данной впадины. При геологических работах на станции судно в ходе дрейфа переместилось на 0,8 мили к северо-западу вдоль оси рифта, и здесь эхолоты зафиксировали глубину 5430 м, максимальную для северной впадины.

Северный окаймляющий хребет на галсе 3 оказался разбитым на два самостоятельных хребта, одинаково крутостенных с острыми гребнями. Ближайший к впадине хребет достигает своей вершиной отметки 3020 м. Его склоны с небольшими узкими выступами наклонены под углом 18—20°. Второй хребет заканчивается двумя острыми вершинами, расположенными на глубине океана 2697 и 2546 м. Склон, обращенный к плите Кокос (плато Альбатрос), очень пологий без ступеней и уступов. Он постепенно переходит в холмистую поверхность плато на глубинах 3200—3400 м, покрытую карбонатными осадками.

Таким образом, оба галса отражают типичную структуру океанского рифта с глубокой внутренней депрессией и высокими асимметричными боковыми хребтами. В то же время выявляется ряд специфических черт Галапагосского поднятия, отдаляющих эту структуру от эталонной модели. Они выражаются в создании грандиозной по размеру клиновидной формы раскрытия, вызванной убыстряющимся к востоку темпом спрединга (от 2 до 3 см/год), образовании нескольких рифтовых долин и разделяющих их внутренних хребтов.

Значительное осложнение в общую картину вертикального расчленения вносят меридиональные разломы вторичных генераций, оперяющие ось главного нарушения. По их плоскостям происходит обособление внутри клина участков плато, вероятно останцов какой-то древней поверхности, расположенных к северу и югу от главной долины.

На крайнем западе Галапагосского поднятия рифтовая долина постепенно изменяет широтное направление на северо-западное. Также ориентирована и впадина Хесса с ее обособленными участками больших глубин. Размеры южного участка с глубиной 5469 м составляет 0,4 × 6,0 миль; северного с глубиной 5430 м — 0,5 × 2,0 мили. Несмотря на меньшую глубину северный участок с бо́льшим правом может считаться главной впадиной, поскольку он расположен на крайнем северо-западе, т.е. на самом "острие" рифтовой долины. Кроме того, именно от этой впадины к северо-западу, на расстоянии 10—12 миль, еще удается проследить пологое понижение дна — зарождающееся ущелье, которое на меридиане 101°50′ з.д. сливается

Рис. 2.8. Батиметрическая схема участка впадины Хесса в Галапагосской рифтовой зоне

1 — изобаты; *2* — предполагаемые изобаты; *3* — галсы геофизической съемки

с общим уровнем дна, где, как указывается в работах [Hey et al., 1972; Holden, Dietz, 1972], распространен уже фланг ВТП и узел тройного сочленения плит Кокос, Наска и Тихоокеанской. Следует отметить, что работы, выполненные на нис "Дмитрий Менделеев" и "Академик Курчатов" (галсы 7–10 и 16–18), не подтверждают наличия здесь сколь-либо значительного воздымания земной коры, тем более узла схождения плит, который, по мнению указанных авторов, обладает достаточно четкой морфологической выраженностью. Все пространство дна к западу от "Глубины Хесса" представляет собой холмистую поверхность с амплитудой рельефа около 250 м, расположенную на глубинах океана 3000–3250 м. Аналогичные глубины и тот же облик дна отмечен к северу и югу от Галапагосского поднятия на пространствах плит Кокос и Наска.

Впадина Хесса с ее исключительно контрастным рельефом играет роль наиболее "живой" точки, которая по мере расширения клина перемещается в западном направлении. Обнаружение на дне впадины свежих лав — свидетельство современной активности "острия" клина. В склонах обрамляющих хребтов залегают более древние габбро-нориты интрузивного комплекса, базальты и пиллоу-лавы покровного типа (см. гл. 10). Таким образом, здесь еще не нарушен и полностью не закрыт лавами и осадками разрез коры, обнажившийся благодаря новейшим движениям в рифте.

Наблюдаемый на Галапагосском поднятии динамический процесс трудно рассматривать с позиций какой-то определенной тектонической модели. По-видимому, он может быть сравним с эффектом, наблюдаемым при продольном расщеплении доски, когда острие трещины бежит к противоположному концу доски. В случае Галапагосского поднятия расклинивающее усилие создается огромным плюмажем мантийного вещества в районе Галапагосских островов. Глубинный материал, создавший сравнительно недавно острова Фернандина и Исабель этой группы, сформировал в прошлом всю Галапагосскую платформу и, безусловно, повлиял на образование хребтов Карнеги и Кокос [Johnson et al., 1976]. Благодаря плюмажу, раздвижение плит в основании клина началось раньше и продолжается в настоящее время. Оно совершается не плавно, а скорее импульсивно, поскольку создающиеся напряжения частично снимаются молодым трансформным разломом непосредственно к западу от Галапагосских островов.

Возвращаясь к западному участку, можно предположить, что через какое-то время острие клина переместится дальше на запад, создав новый зияющий отрезок рифта. На месте прежней впадины Хесса, расширившейся и залитой лавами, появится уже несколько долин, разделенных внутренними хребтами. С подходом острия к гребню ВТП (или к краю Тихоокеанской плиты) возникает узел тройного сочленения плит в его морфологическом выражении. Следует, однако, отметить, что работы, выполненные на нис "Академик Курчатов", не подтвердили продолжения в данный район с юга гребневой зоны ВТП, четкая выраженность которой в рельефе снова начинает прослеживаться лишь к северу от разлома Сикейрос.

3. ИМПЕРАТОРСКИЙ РАЗЛОМ-ТРОГ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Об Императорском троге, одном из крупнейших тектонических нарушений северной части Тихого океана, стало известно сравнительно недавно. Первые сведения о нем содержатся в статье Эриксона и др. [Erickson et al., 1970], в которой это нарушение названо "зоной разлома". Картографическое изображение структуры приведено на карте Института морских ресур-

сов Калифорнийского университета, на которой она названа "Императорским трогом", т.е. желобообразной или корытообразной долиной [Chase et al., 1971]. Полное изображение Императорского разлома можно видеть на "Батиметрической карте Мирового океана" [Удинцев и др., 1977].

Императорский разлом в виде глубокого и узкого ущелья, обрамленного хребтами, протягивается на 1200 миль с северо-запада на юго-восток от Алеутской островной гряды до места пересечения с разломом Сёрвейер. Вероятно, тектоническая структура разлома продолжается и далее к юго-востоку, поскольку впадины с глубинами 6430—6450 м прослеживаются на дне в районе пересечения предполагаемой линии нарушений с разломом Мендосино и даже западнее гор Музыкантов на параллели 32° с.ш. Вдоль той же линии разбросано несколько подводных гор. В указанных пределах длина нарушения получается равной 1750 милям.

Структура разлома не является строго прямолинейной. В средней части, в месте сочленения с разломом Чинук, наблюдается плавный изгиб и здесь находится впадина с отметкой дна 7168 м. Однако максимальная глубина ущелья — 7900 м — расположена значительно дальше к юго-востоку, в точке с координатами 39° 5′ с.ш., 177° 33′ з.д. Еще одна область глубин более 7000 м находится в северном участке разлома, на параллели 45° с.ш.

В сентябре 1979 г. ИОАН провел комплексные геолого-геофизические исследования в южной части Императорского разлома, несколько севернее подхода к нему с востока разлома Сёрвейер. Здесь был сделан полигон, включавший также прилегающие к ущелью участки дна Северо-Восточной котловины. Рамки карты, включающей полигон, проходят по параллелям 37° 00′ и 38° 19′ с.ш. и по меридианам 175° 30′ и 177° 30′ з.д. Эхометрическая съемка выполнена по 14 галсам прямоугольной сети (7 продольных и 7 поперечных) общей длиной 520 миль. Кроме того, в процессе геологических и геофизических работ были сделаны дополнительные галсы длиной 320 миль. В результате представилась возможность выявить главнейшие геоморфологические черты полосы нарушений и получить характеристики элементов морфоструктуры, нашедших отражение на батиметрической карте и листе профилей дна (рис. 2.9 и 2.10).

Разломное ущелье протягивается в центре полосы нарушений, представляя как бы ее стержень. В масштабе всей структуры это не единая депрессия, а цепочка в какой-то степени обособленных или кулисно расположенных узких понижений дна, обрамленных хребтами. В пределах полигона ущелье ориентировано с северо-запада на юго-восток. Его узкое, не более 1,5 мили дно (галс 7) постепенно расширяется к северо-западу, достигая на галсе 9 максимальной ширины (7,7 миль) между изобатами 7000 м. На этом же галсе зарегистрирована максимальная глубина ущелья, равная 7406 м.

На изученном отрезке форма дна ущелья в том же направлении меняется от остроугольной до плоской и далее до плосковыпуклой. На галсах 1, 3, 5, 7 и 9 на дне прослеживается продольный выступ в виде вала, высотой около 300 м, сложенного рыхлыми слоистыми осадками. Вал расположен вдоль оси ущелья и окаймлен с обеих сторон понижениями, примыкающими непосредственно к бортам ущелья. Образование вала предположительно можно связать с деятельностью придонных течений, размывающих осадки вблизи коренных склонов и не затрагивающих срединную полосу дна.

Разломное ущелье ограничено очень крутыми бортами, практически лишенными покрова осадков. Морфологически это наклонные стены, в которых обнажаются глубинные породы — габбро и долериты, а также типичные океанские базальты (см. гл. 10). Обычно на одной из стен прослеживается

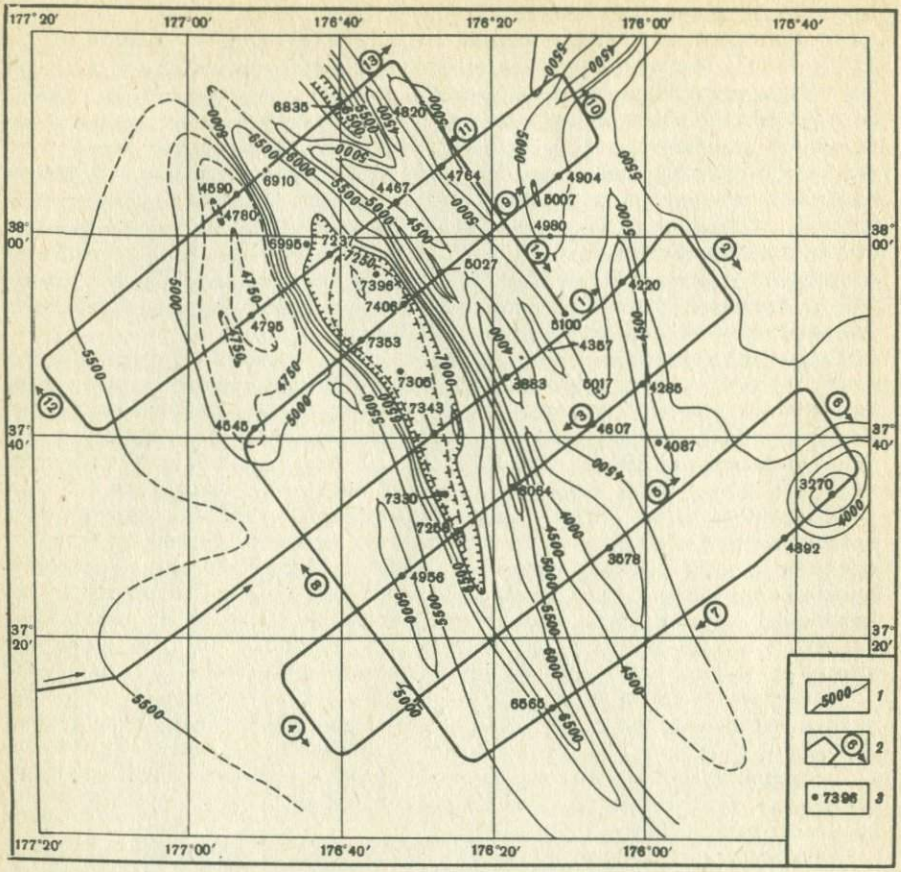


Рис. 2.9. Батиметрическая схема участка Императорского разлома

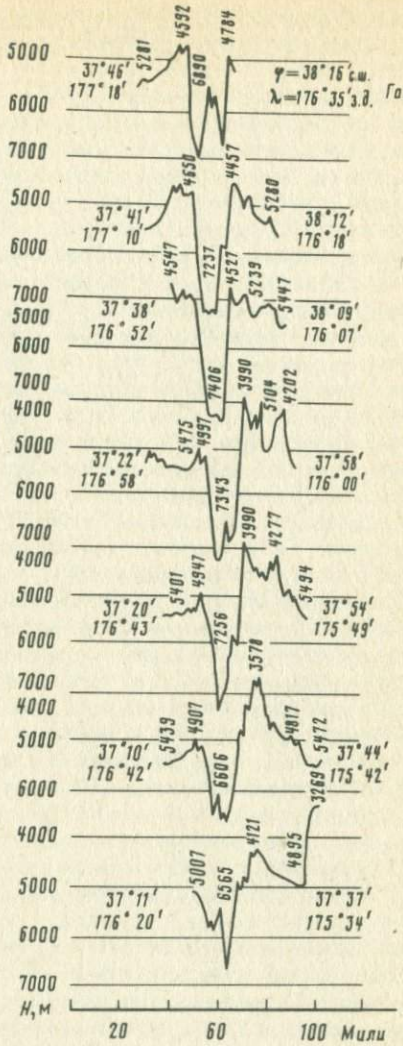
1 — изобаты; *2* — галсы эхометрической съемки 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"; *3* — отметки характерных глубин океана, м

небольшой островершинный выступ, удерживающий некоторое количество сползающих сверху осадков. На глубине океана примерно 5000 м борта ущелья переходят во внутренние склоны боковых хребтов, и здесь иногда наблюдается изменение крутизны в ту или другую сторону. В нижних частях склоны, как правило, прямолинейны и имеют уклон 16–27°. Экстремальные значения крутизны отмечены в средней части северо-восточного склона, где на галсе 9 углы составляли 30° и более.

Хребты, обрамляющие ущелье с обеих его сторон, значительно усиливают морфологическую контрастность всей зоны нарушений. В структурном отношении они представляют блоки океанской коры, которые обычно сопровождают глубокие трещины по всей их длине, меняясь, однако, по высоте. В пределах полигона они относятся к обоим морфологическим типам по классификации Менарда [1966]. Здесь встречаются как резко различающиеся, так и одинаковые по высоте горные сооружения, всегда, однако, асимметричные с крутыми внутренними и пологими внешними склонами, плавно переходящими в горизонтальное пространство дна Северо-Восточной котловины.

Рис. 2.10. Поперечные профили Императорского разлома

Положения профилей см. на рис. 2.9



На юго-востоке полигона (галсы 1, 3, 5 и 7) вдоль северо-восточного борта ущелья протягивается высокий массивный хребет. Гребень его отстоит от поверхности океана на 3578–4120 м, значительно возвышаясь над гребнем противоположного хребта, отметки которого по тем же галсам составляют 4904–5387 м. Оба гребня мелко расчленены и увенчаны несколькими вершинами. Склоны обоих хребтов крутизной более 13° спускаются в ущелье уступами, имеющими форму параллельных гряд. Противоположные склоны, переходящие в поверхность абиссальной равнины, значительно положе, порядка 1–2°.

На северо-западе полигона, где проходят галсы 9, 11 и 13, картина существенно иная. Здесь оба хребта приблизительно одновысотны (4595 и 4590 м), но в общем более низкие, чем на юго-востоке. Вместе с тем их внутренние склоны очень круты (до 27°) и лишены уступов. Внешние склоны постепенно переходят в окружающее пространство абиссальной равнины. Здесь углы обычно не превышают 1,5°. На галсе 13 внешний склон юго-западного хребта растянут на 25 миль. Вместе с тем очень велика общая для всей зоны нарушений максимальная амплитуда рельефа. Она составляет 3828 м.

Общие черты морфоструктуры. Императорский разлом (трог по американской терминологии) относится к типу крупнейших линейных нарушений земной коры. Выявлен эшелонный характер его структуры. Главными элементами являются глубокое ущелье и обрамляющие его два хребта. Общая ширина полосы дна, где в той или иной степени сказались деструктивные изменения коры, достигают 60–70 миль. Здесь выявляется последовательное смещение к северо-востоку отдельных элементов морфоструктуры, что позволяет сделать заключение о превалирующем горизонтальном сдвигающем усилии, направленном с юго-запада на северо-восток. На северо-западе полигона ясно виден характерный для эшелонного типа расчленения "заход" одного ущелья за другое с появлением нового окаймляющего гребня с северо-восточной стороны. Начало раздвоения прослеживается также на самом дне ущелья в юго-восточной части полигона. За его пре-

делами кулисное расположение отрезков ущелья и хребтов удается проследить также на Батиметрической карте Мирового океана [Удинцев и др., 1977].

Вопрос о происхождении и возрасте Императорского трога остается до настоящего времени открытым: что это — трансформный разлом, трещина растяжения или внутриокеанский желоб, и когда он образовался? Несмотря на то что гигантская тектоническая депрессия заложена в древней (верхнемеловой) коре, резкая контрастность рельефа, большая крутизна склонов и отсутствие на них осадков позволяет считать это нарушение сравнительно молодым, возникшим после образования Великих разломов на востоке океана, где экзогенное преобразование достигло к настоящему моменту гораздо более зрелой стадии.

В ущелье и на хребтах не обнаружено форм рельефа, созданных недавними проявлениями вулканизма. Молодые излияния базальтовых лав отсутствуют повсеместно. Мощность железомарганцевых корок (5—7 см) на обломках пород из драговых проб свидетельствует о начале их образования всего 5—7 млн. лет тому назад, т.е. в раннем плиоцене. Существенных экзогенных изменений донного рельефа за этот срок произойти не могло.

Имеются, однако, указания и на более раннее образование Императорского трога. Ларсон и Чейз [Larson, Chase, 1972] считают, что 100 млн. лет тому назад, т.е. в альбское время меловой эпохи, он протягивался вдоль границы литосферных плит Кула и Тихоокеанской, представляя собой трансформный разлом, по которому эти плиты испытывали взаимное левостороннее перемещение. Такое определение, как мы видели, не подтверждается фактическими данными по развитию элементов морфоскульптуры в полосе нарушений. Кроме того, Императорский трог сечет окончания заведомо трансформных разломов Чинук, Сёрвейер и, возможно, Мендосино, относящихся к ВТП и, безусловно, более древних. Наконец трудно предположить, что за 100 млн. лет в трансформном разломе не проявились экструзии базальтовых лав и скопилось так мало осадков. Создается впечатление, что ущелье и окаймляющие его склоны хребтов, раз возникнув, не испытали впоследствии существенных тектонических и экзогенных преобразований, законсервировав свои первозданные контуры. Этим, вероятно, можно объяснить обнаружение в нижних частях склонов ущелья обнаженных кристаллических пород — габброидов (см. гл. 10).

Исходя из сказанного представляется более вероятным считать возникновение Императорского трога относительно недавним, произошедшим, во всяком случае, не ранее верхнетретичного времени. Заслуживает внимания мнение Р. Хея (Геофизический институт Гавайского университета США, устное сообщение), считающего трог вновь образующимся внутриокеанским желобом. Все приведенные определения должны, естественно, рассматриваться, как приближенные. Для решения проблемы генезиса и определения возраста Императорского разлома-трога необходимы в дальнейшем исследования всей полосы нарушений с применением новейших средств глубинной геологии и геофизики.

4. РАЗЛОМ АТЛАНТИС В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Разлом Атлантис, один из самых крупных в Атлантическом океане, пересекает Срединно-Атлантический хребет под углом, отличным от прямого, в полосе дна, ограниченной параллелями 28° 30′ и 31° 00′ с.ш. Его очертания в плане напоминают дугу, плавно выгнутую к югу. Протяженность разлома примерно 1020 миль. Ширина полосы земной коры, в той или иной степени затронутой линейным нарушением, около 80 миль.

Изученный разлом получил свое название от нис "Атлантис", работавшего здесь в 60-х годах. Результаты этих работ освещены в трудах Хизена и Тарп [Heezen, Tharp, 1965, 1968], а также в известной монографии по Атлантическому океану Хизена и др. [1962]. Детальные геолого-геофизические исследования в полосе гребня Срединно-Атлантического хребта, включавшие анализ морфоструктуры разлома Атлантис, выполнены на нис "Академик Курчатов" в 1969 г. [Литвин и др., 1974]. Наиболее новой работой по восточной половине Северной Атлантики является публикация Вудсхольского океанографического института, в которой, однако, описание разлома отсутствует и он лишь изображен на прилагаемой батиметрической карте [Uchupi et al., 1976].

В 1977 г. в 24-ом рейсе нис "Академик Курчатов" изучение разлома Атлантис было проведено на специальном геолого-геофизическом полигоне в 360 милях к востоку от рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. Работы велись в пределах одноградусного квадрата, границами которого служили параллели 28° 20′ и 29° 20′ с.ш. и меридианы 34° 20′ и 35° 20′ з.д. Эхометрическая съемка выполнена по прямоугольной сети галсов. Было сделано 22 галса: из них 7 меридиональных (вкрест простирания структурных элементов), 4 широтных (вдоль их простирания) и 11 коротких, соединительных. Всего систематическим эхолотным промером пройдено около 800 миль.

Геоморфологический анализ рисует следующую картину расположения основных элементов морфоструктуры на площади полигона (с севера на юг).

Северный окаймляющий хребет поднимается над холмистым пространством дна Канарской котловины в виде массивного вала шириной 9—10 миль (рис. 2.11). Он разделен широкой седловиной на два блока с вершинами, достигающими отметок глубин океана 4000 и 4250 м. В западной части хребет пересекает понижение субмеридионального простирания, имеющее форму седловины. Западнее ее вершина хребта четко фиксируется изобатой 4000 м. На востоке блок ориентирован субмеридионально, и здесь глубина океана приближается к 4250 м. Крутизна южного склона хребта на западе 12—14°, на востоке 2—4°. Сооружение в целом заметно снижается в восточном направлении. У восточной границы полигона Северный хребет почти теряет свою выраженность.

Северная продольная депрессия — главная депрессия разлома широтной ориентации, с плоским дном, простирающимся на глубинах 5520—5560 м. Ширина депрессии на ее дне составляет в среднем 3—4 мили. Максимальная ширина — 6 миль — отмечена против упомянутой выше седловины на Северном хребте. В отдельных местах выступающие склоны суживают депрессию до 1,5—2,0 миль. Здесь их крутизна доходит до 20°; в среднем она не более 5°.

Плоская форма дна депрессии обусловлена аккумуляцией материала суспензионных потоков, спускающихся с соседних склонов. Так называемая "нормальная" гравитационная седиментация имеет подчиненное значение. Мощность накоплений, выведенная графически, по наклону сходящихся склонов окаймляющих хребтов, приближается к 400 м. Здесь залегают очень молодые плейстоценовые осадки, представленные в основном кокколитами. В качестве примесей встречены древние эоценовые формы кокколитов, явно переотложенные.

Палеомагнитные исследования, выполнявшиеся американскими исследователями [Uchupi et al., 1976], указывают, что возраст коры в данной части разлома составляет 58 млн. лет (линейная магнитная аномалия 23, граница палеоцена и эоцена). Отмечено повышенное значение теплового по-

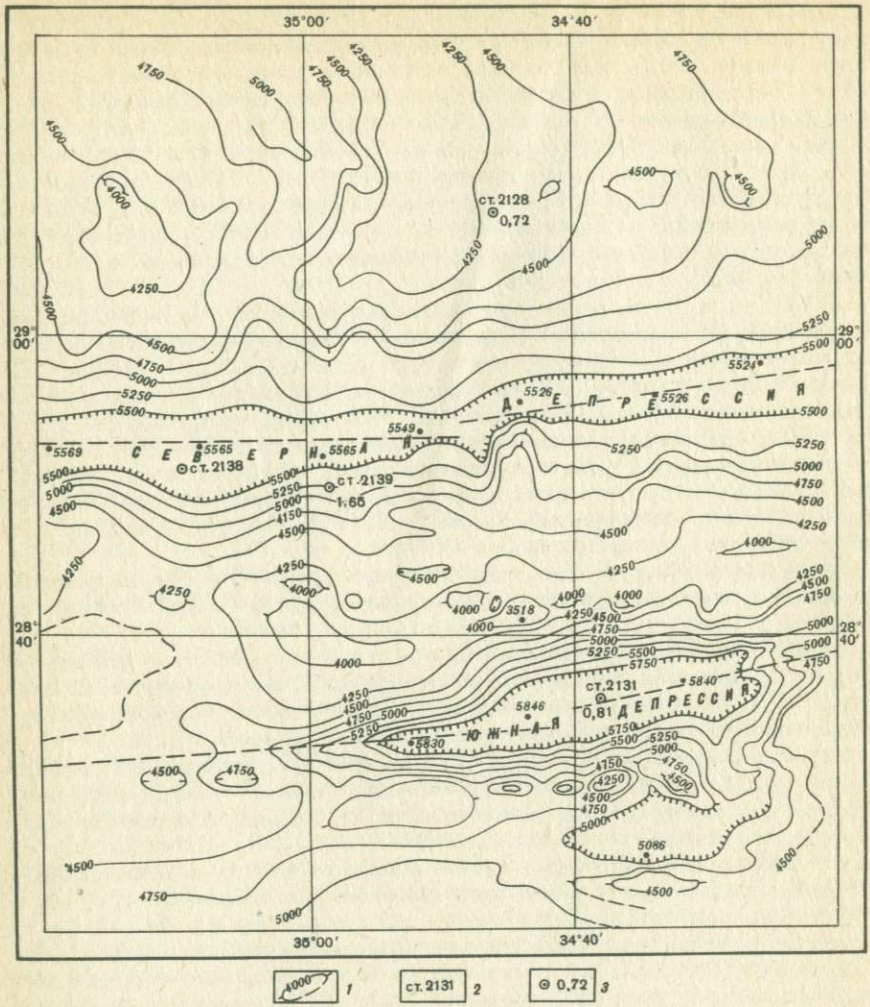


Рис. 2.11. Батиметрическая схема восточного участка зоны разлома Атлантис
1 — изобаты; *2* — номера станций; *3* — значения теплового потока *q* в мккал/(см² · с) = 41,9 мВт/м²

тока в центре депрессии, что свидетельствует о современной активности разлома даже на данном, удаленном от рифтовой зоны, отрезке.

Внутренний продольный хребет — массивное, асимметричное в поперечном сечении поднятие, протягивающееся субширотно и отделяющее главную депрессию от другой, расположенной южнее. На широком гребне внутреннего хребта располагается несколько вершин с отметками глубин океана над ними 3957, 3518, 3906 и 3922 м. Все они имеют в плане продолговатую форму с длинной осью широтного простирания.

Северный склон внутреннего хребта, обращенный к главной депрессии, пологий, осложненный уступами. Крутизна его варьирует от 2° до 4°. Южный склон прямолинеен и более крут — 7–8°, местами до 14°. По сравне-

нию с Северным обрамляющим хребтом внутренний хребет обладает более резкими формами. Покров осадков здесь незначителен. Лишь на западе полигона контуры хребта становятся более расплывчатыми и затем сливаются с общей поверхностью дна на глубинах 4250–4500 м.

Южная продольная депрессия — сравнительно короткое замкнутое понижение дна в юго-восточной части полигона субширотного простирания, с совершенно плоским дном, расположенным на глубине 5830–5840 м. Длина депрессии по главной оси 26 миль, максимальная ширина 5 миль. Она резко выклинивается на западе, предварительно суживаясь до 2 миль. Возможно, что к той же структурной линии принадлежат два обособленных понижения на западе полигона с глубинами 4776 и 4632 м. На востоке очертания депрессии в плане более округлы и замкнутость здесь неполная: изобаты 4750 и 5000 м выходят за пределы полигона.

В противоположность Северной депрессии в Южной наблюдается почти идеальная симметрия окаймляющих склонов, крутизна которых приближается к 8°. Несмотря на меньшие размеры в этой депрессии, как и в первой, можно предполагать большие мощности осадков, поскольку при равных условиях "нормальной" седиментации, снос с крутых склонов совершается здесь в более быстром темпе.

Южный хребет — узкое поднятие дна, протягивающееся параллельно краю описанной выше депрессии. Гребень его увенчан обособленными вершинами, отстоящими от поверхности океана на 4100–4400 м. По-видимому, некоторые из этих вершин представляют собой вулканы, цепи которых обычно сопровождают разломы. Хребет заметно снижается в западном направлении до отметок гребня 4500–4550 м. При этом он сильно расширяется и у западной границы полигона сливается с внутренним продольным хребтом, разделяющим две описанные выше депрессии.

Ширина Южного хребта в самой узкой части всего 5 миль. Здесь северный склон достигает крутизны 7°, а южный 5°. У восточной границы полигона хребет прорезает широкая поперечная долина меридионального простирания с дном, опущенным более 5250 м.

Депрессия на крайнем юго-востоке полигона — небольшое по площади понижение дна в юго-восточном углу полигона длиной примерно 10 миль и шириной 5 миль. Она является как бы ответвлением описанной выше южной продольной депрессии, будучи параллельной ей, но значительно уступающей по размерам. Соединительным звеном служит упомянутая выше меридиональная поперечная долина. Плоское дно депрессии простирается на глубине 5000–5086 м. На западе она заканчивается у меридиана 34° 41′ з.д., как бы вторгаясь в южный склон Южного хребта.

Депрессия за пределами полигона. По выходе судна на юг, за пределы полигона, по меридиану 35° з.д. на эхограммах отразилась еще одна депрессия — возможно, продольная долина с дном, опущенным до 5600 м, обрамленная с южной стороны узким хребтом с отметкой вершины 4150 м. Судить о протяженности по широте этих элементов морфоструктуры по одному промерному галсу не представляется возможным. Во всяком случае есть основание предполагать, что зона разлома оказалась не полностью охваченной полигонными работами.

Поперечные депрессии-разломы. Наряду с рассмотренными главными элементами морфоструктуры преимущественно широтного простирания в пределах полигона можно наблюдать проявления разрывной тектоники вторичных генераций, выраженные в виде узких сквозных долин, прорезающих гребни хребтов. Относительное углубление этих долин 300–500 м. В поперечном сечении они имеют V-образный профиль, иногда с дном округлых очертаний. Ориентировка этих разломов относительно главных

нарушений близка к нормальной или они образуют с последними угол, слегка отличающийся от прямого. Частота расчленения поверхности дна поперечными долинами не превышает одной мили. Особенно широкое развитие они приобретают на северо-западе и юго-востоке полигона.

Общие черты морфоструктуры. 1. Исследования, выполненные на нис "Академик Курчатов", устанавливают значительную протяженность к востоку зоны разлома Атлантис, т.е. далеко за пределы его центральной, так называемой активной зоны. Можно предполагать даже более восточное продолжение разлома, возможно до горы Грейт Метеор.

2. В плане разлом имеет вид пологой дуги, обращенной выпуклостью на юг, что подтверждает характер тектонического нарушения как трансформного разлома, связанного с латеральным правосторонним смещением двух смежных блоков Срединно-Атлантического хребта. С выходом в Канарскую котловину направление разлома постепенно изменяется от юго-восточного, а в пределах полигона наблюдается даже некоторая тенденция отклонения оси структуры к северо-востоку.

3. Степень расчленения дна в полосе разлома неодинакова на разных его отрезках. Она максимальна в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта, несколько затухает на его флангах, где кора более древняя, затем снова усиливается на востоке, при переходе в дно Канарской котловины и, наконец, значительно усиливается в самой котловине, где был сделан полигон. Ослабление расчлененности на восточном фланге обусловлено также накоплением лавовых покровов в первичных тектонических депрессиях дна, где выход вулканических продуктов облегчен. По-видимому, эффузии базальтов активизируются непрерывным латеральным перемещением плиты в процессе спрединга в сторону от срединного хребта. При этом создаются дополнительные нарушения, по линиям которых выплавленные базальты вторгаются во "второй" слой и поднимаются к поверхности дна. Возможно также, что затухание разлома в пределах восточного фланга есть следствие отхода в сторону "ветви" мантийного диапира, вызывающего здесь в условиях сдвига общую деформацию коры [Удинцев, 1974].

4. За пределами флангов Срединно-Атлантического хребта, на пространствах смежных океанских котловин с их более спокойной тектонической обстановкой, выраженность разлома в рельефе дна снова возрастает. Здесь в долинных депрессиях обнаружены глубины океана до 5846 м, превышающие на 596 м известные глубины в других его частях, считавшиеся до сих пор максимальными. Все эти черты рельефа не находили отражения на батиметрических картах и сделанные выводы основываются лишь на сопоставлении отрывочных данных по глубинам с новыми материалами по сделанному полигону.

5. Характерно несоответствие глубин океана в рифтовых долинах Срединно-Атлантического хребта глубинам в депрессиях рассекающих его разломов. Глубины последних, как правило, превышают первые на 1000 м, что особенно заметно в удаленных от рифтовой зоны участках разломов, т.е. на пространстве котловин. Вероятно, это можно объяснить общим воздыманием структуры хребта и заполнением рифтовых ущелий поднимающимися глубинными продуктами мантии.

6. Наличие нескольких продольных депрессий разделяющих их гребней и поперечных долин позволяет отнести разлом Атлантис к типу "сложных" разломов Мирового океана, характеризующихся значительным развитием в ширину всей зоны нарушений и "перистой" ее структурой. В пределах зоны намечается эшелонное взаиморасположение морфоструктурных элементов. При этом окаймляющие хребты приподняты обычно на одинако-

вую высоту и имеют ясно выраженный пологий наклон в стороны окружающих котловин.

7. Общий облик разлома Атлантис в его так называемой пассивной части свидетельствует о зрелости рельефа, сглаженности форм осадочным покровом и, возможно, о продолжающихся излияниях базальтовых лав. Объяснением древнего возраста коры на данном участке Африканской литосферной плиты может служить удаленность изученного участка разлома от рифтовой зоны срединного хребта. Как уже указывалось, возраст фундамента здесь составляет по магнитным данным 57–58 млн. лет. Вместе с тем возраст осадков в депрессиях молодой, и здесь сохраняется тектоническая активность, поддерживаемая продолжающимся спредингом океанского дна и движением плит, которое сопровождается периодической разрядкой напряжений вдоль трансформных разломов.

ГЛАВА 3

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД РАЗЛОМОВ

1. МЕТОДИКА ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глубинные разломы Мирового океана и прежде всего трансформные разломы являются, как правило, зонами специфической перестройки структуры аномального магнитного поля. Это находит свое отражение в значительных смещениях полосовых линейных магнитных аномалий вдоль ряда трансформных разломов [Мирлин и др., 1979]. Такие смещения наблюдаются для большей части крупнейших тихоокеанских трансформных разломов (Мендосино, Пайонир, Меррей и др.), для разломов Чарли-Гиббс и Кейн в Атлантическом океане и т.д. Число трансформных разломов, детально обследованных в геомагнитном отношении, сравнительно невелико. Необходимость геомагнитного изучения трансформных разломов связана с тем, что в них могут обнажаться породы глубинных слоев океанской коры, исследование которых дает возможность получить сведения о природе магнитоактивных слоев. Кроме того, спецификой структуры аномального магнитного поля в этих зонах являются резкие изменения мощности литосферы [Городницкий, 1979].

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" были выполнены детальные полигонные геомагнитные съемки в зоне трансформного разлома Атлантис в Северной Атлантике, а также в Галапагосской рифтовой зоне и на участках трансформных разломов Хизена и Академика Курчатова в юго-восточной части Тихого океана. Было проведено также изучение магнитных свойств образцов горных пород, отобранных при драгировании в зоне Галапагосского рифта (впадина Хесса) и в зоне разлома Хизена (система трансформных разломов Элтанин). В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" были выполнены полигонные геомагнитные съемки в северной части Тихого океана в зоне трансформного разлома Меррей и в районе Императорского разлома.

Геомагнитная съемка проводилась с помощью квантового магнитометра КМ-2, обеспечивающего непрерывную регистрацию модуля полного вектора геомагнитного поля T. Координирование осуществлялось по спутниковой навигационной системе "Магнавокс". Расчет значений аномального магнитного поля и построение графиков ΔT_a и карт ΔT_a выполнялись

на ЭВМ "Минск-22" и HP-9603. Средняя квадратическая погрешность съемки составила 10–15 нТл. Результаты геомагнитных съемок представлены в виде карт аномального магнитного поля по отдельным полигонам.

Анализ результатов геомагнитной съемки и изучение магнитных свойств образцов горных пород из обследованных трансформных разломов и в Галапагосской рифтовой зоне позволили получить новые сведения о структуре аномального магнитного поля и природе магнитоактивных слоев океанской коры в этих районах. Кроме того, магнитохронологические данные послужили основой для оценки мощности океанской литосферы.

2. СТРУКТУРА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ И СТРОЕНИЕ МАГНИТОАКТИВНЫХ СЛОЕВ

Трансформный разлом Атлантис

Трансформный разлом Атлантис является одним из основных трансформных разломов Северной Атлантики, по которым происходит смещение оси Срединно-Атлантического хребта вокруг полюса раскрытия с координатами 58° с.ш., 36° з.д. [Морган, 1974]. Полигон геомагнитной съемки в зоне этого разлома охватывал участок между 28°20′–29°20′ с.ш. и 34°20′–35°20′ з.д. Геомагнитные наблюдения осуществлялись по квадратной сети профилей при расстоянии между ними 6–7 миль. Результаты съемки представлены в виде карты аномального магнитного поля (рис. 3.1). Анализ структуры аномального магнитного поля и сопоставление полученных материалов с данными региональных магнитных съемок позволяют установить, что в северо-восточной и юго-западной частях полигона зарегист-

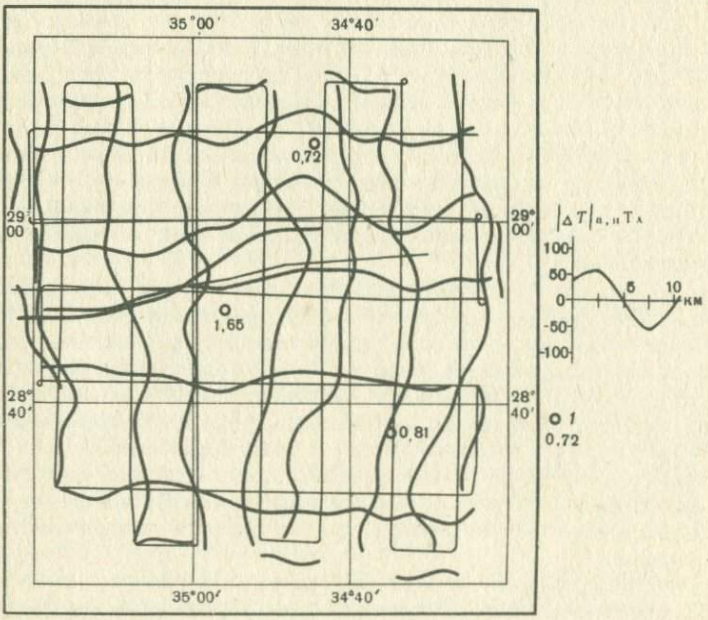


Рис. 3.1. Карта аномального магнитного поля ΔT_a на полигоне в зоне трансформного разлома Атлантис

1 – измеренные значения теплового потока в мккал/(см^2 · с)

рированы две зоны единой субмеридиональной линейной магнитной аномалии 24, смещенной по левостороннему трансформному разлому примерно на 30 миль [Городницкий и др., 1978]. Это смещение хорошо коррелирует со смещением рифтовой зоны по разлому Атлантис [Литвин и др., 1974]. Средняя интенсивность аномалии 24 в пределах полигона составляет примерно 300 нТл, а полупериод — около 50 км, что соответствует модельным параметрам указанной аномалии [Pitman, Talwani, 1972]. Аномалии 24 соответствует возраст дна 56 млн. лет [La Brecque et al., 1977]. Наряду с зонами субмеридиональной аномалии в пределах полигона выделяются также две зоны субширотных аномалий с небольшой амплитудой. Первая зона слабых положительных аномалий приурочена к северной депрессии разлома (см. рис. 3.1). Вторая зона слабых отрицательных аномалий (от —100 до —200 нТл), по-видимому, связана с южной, ограниченной по простиранию, депрессией разлома.

Совместный анализ результатов геомагнитной и геоморфологической съемок [Городницкий и др., 1978] позволяет сделать вывод, что именно северная депрессия, по которой происходит смещение аномалии 24, представляет собой основное геоморфологическое выражение трансформного разлома Атлантис со времени образования аномалии 24. В период геологического времени, соответствующий эпохе формирования аномалий 24 и 25 (56—60 лет. лет), происходила перестройка системы разрастания в Северной Атлантике [Talwani et al., 1971]; она вызвала изменение направления раскрытия на угол 10—12°, что соответствует изменению направления простираний северной и южной депрессий разлома. Данные магнитной геохронологии позволяют оценить мощность литосферы в пределах полигона: она составляет примерно 60 км.

Зона Галапагосского рифта в районе впадины Хесса

Детальная геомагнитная съемка в районе впадины Хесса проводилась на полигоне, ограниченном широтами 1°40′ —3°00′ с.ш. и долготами 101°00′ —102°40′ з.д. Основная сеть съемочных галсов ориентировалась субмеридионально вкрест предполагаемого простирания Галапагосской рифтовой зоны в районе ее предполагаемого сочленения с ВТП. Карты изодинам аномального магнитного поля, построенные в результате съемки (рис. 3.2, см. вкл.) свидетельствуют о том, что аномальное магнитное поле в изученном районе имеет сложную структуру с интенсивными отрицательными и положительными аномалиями и высокими горизонтальными градиентами (более 100 нТл/км). В центральной части полигона над впадиной Хесса отчетливо фиксируется осевая магнитная аномалия, прослеживающаяся на профилях 1, 3 и 5. Эта аномалия имеет субширотное простирание, она осложнена серией субмеридиональных смещений. Сопоставление наблюденных магнитных аномалий с наблюденными и модельными аномалиями, полученными другими авторами по меридиональным профилям через центральную часть Галапагосского рифта в районе 86° з.д. [Sclater, Klitgord, 1973], несмотря на сложный характер поля позволяет провести их предположительную идентификацию. Широтное простирание оси рифта и меридиональное направление разрастания, а также наличие выраженной рифтовой депрессии дают возможность уверенно выделить осевую аномалию и осесимметричные линейные аномалии.

Расчет эффективной намагниченности свидетельствует о том, что по мере удаления от оси рифта она симметрично убывает от 2700 до $400 \cdot 10^{-3}$ А/м, в то время как глубина погружения магнитных объектов почти не увели-

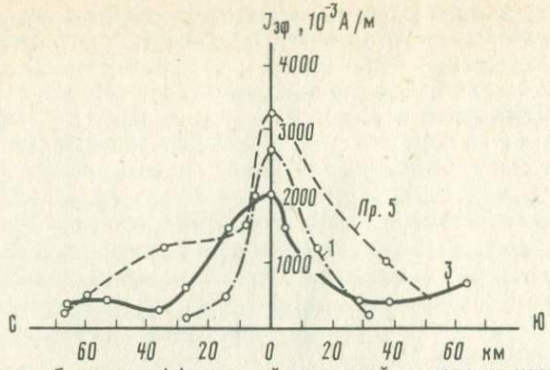


Рис. 3.3. Кривая убывания эффективной расчетной намагниченности при удалении от оси Галапагосского рифта во впадине Хесса по профилям 1, 3 и 5

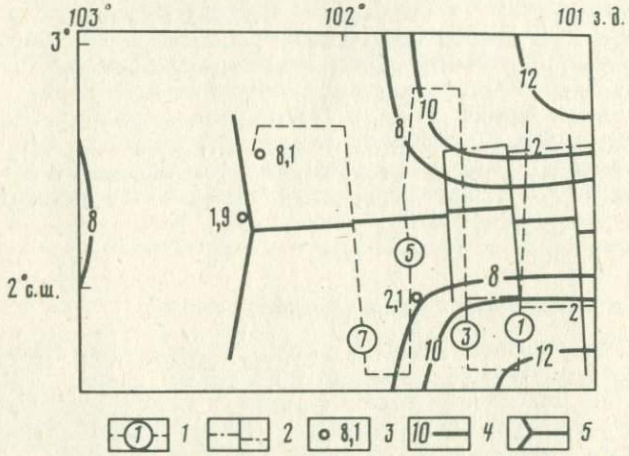


Рис. 3.4. Схема расчетной мощности литосферы и положения линейных магнитных аномалий в зоне Галапагосского рифта на участке впадины Хесса

1 — профили геомагнитной съемки; *2* — положение линейной магнитной аномалии и ее номер; *3* — измеренные значения теплового потока в мккал/(см^2 · с); *4* — изопахиты расчетной мощности литосферы; *5* — точка тройного сочленения

чивается. Можно предположить, что такое уменьшение эффективной намагниченности связано с окислением ферромагнетиков в базальтах при их "старении" за период около 2 млн. лет. На рис. 3.3 представлены экспериментальные кривые значений эффективной расчетной намагниченности по профилям 1, 3 и 5, пересекающим ось Галапагосского рифта. Как видно из графиков, в обе стороны от оси раскрытия эффективная намагниченность последовательно уменьшается от 0,002—0,003 · 10^3 А/м в осевой части рифта до 0,0003 · 10^3 А/м на расстояниях около 400 км от оси. Полученные данные примерно соответствуют характеру изменения естественной остаточной намагниченности в осевой части Срединно-Атлантического хребта по данным измерений намагниченности образцов базальтов, драгированных в 6-м рейсе нис "Академик Курчатов" [Удинцев и др., 1973]. Аналогичное изменение намагниченности получено по данным моделирования [Talwani et al., 1971; Sclater, Klitgord, 1973].

По данным магнитной геохронологии была проведена оценка мощности литосферы в районе впадины Хесса [Городницкий, 1979]. Схема расчетной мощности литосферы представлена на рис. 3.4. Как показывают оценки, мощность литосферы в осевой части Галапагосской рифтовой зоны составляет 6–7 км, а на расстоянии 30–40 км от оси рифта увеличивается до 11–13 км.

Трансформный разлом Хизена

Геомагнитная съемка в зоне трансформного разлома Хизена, входящего в систему трансформных разломов Элтанин в юго-восточной части Тихого океана, была выполнена на полигоне, ограниченном координатами 50° 30′ – 54° 45′ ю.ш. и 124° 30′ – 127° 00′ з.д. (рис. 3.5). Съемка осуществлялась по квадратной сети галсов с межгалсовым расстоянием 10–15 миль.

Анализ карты осей идентифицированных магнитных аномалий в юго-восточной части Тихого океана [Molnar et al., 1975] показывает, что полигон детальной съемки расположен в зоне линейных магнитных аномалий, параллельных рифтовой зоне ВТП (см. рис. 3.5). Вместе с тем ни одна из ранее установленных аномалий в районе, близком к полигону, не доходит до границ участка. Анализ карт аномального магнитного поля, составленных в результате детальной полигонной съемки (рис. 3.6), позволил выявить на северном и южном бортах разлома системы интенсивных линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания, параллельных оси ВТП. С целью их идентификации было выполнено моделирование для двухмерного плоскопараллельного слоя по шкале Хиртцлера [Heirtzler et al., 1968] с помощью ЭВМ. Моделирование проводилось для магнитного наклонения –71° и азимутов простирания профилей 115° и 295°. В результате моделирования было установлено, что на северном борту разлома прослеживаются линейные аномалии 3, 3а, 4 и 4а (5–8 млн. лет), принадлежащие к восточному флангу ВТП (рис. 3.7), а на южном борту – аномалии 2 и 2а (1,7–3,7 млн. лет), также принадлежащие к восточному флангу ВТП. Оценка скоростей раскрытия показала, что они меняются в пределах 4,8–2,9 см/год при средней скорости спрединга для северного борта разлома 3,7 см/год. Выполненная идентификация указывает на смещение по разлому Хизена оси ВТП на запад на 220–230 миль.

В центральной части полигона над осью разлома наблюдается зона магнитных аномалий с высокими градиентами поля. Для выяснения ее природы были построены магнитные модели по профилям, пересекающим разлом. На рис. 3.8 показаны расчетные аномалии для профиля 1. Намагниченность при моделировании была выбрана на основе данных изучения горных

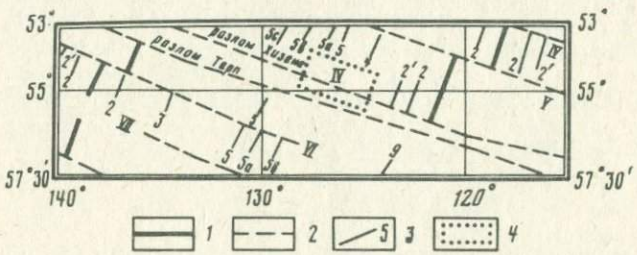


Рис. 3.5. Положение полигона геомагнитной съемки в зоне разлома Хизена
1 – ось ВТП; *2* – трансформные разломы; *3* – оси магнитных аномалий; *4* – полигон

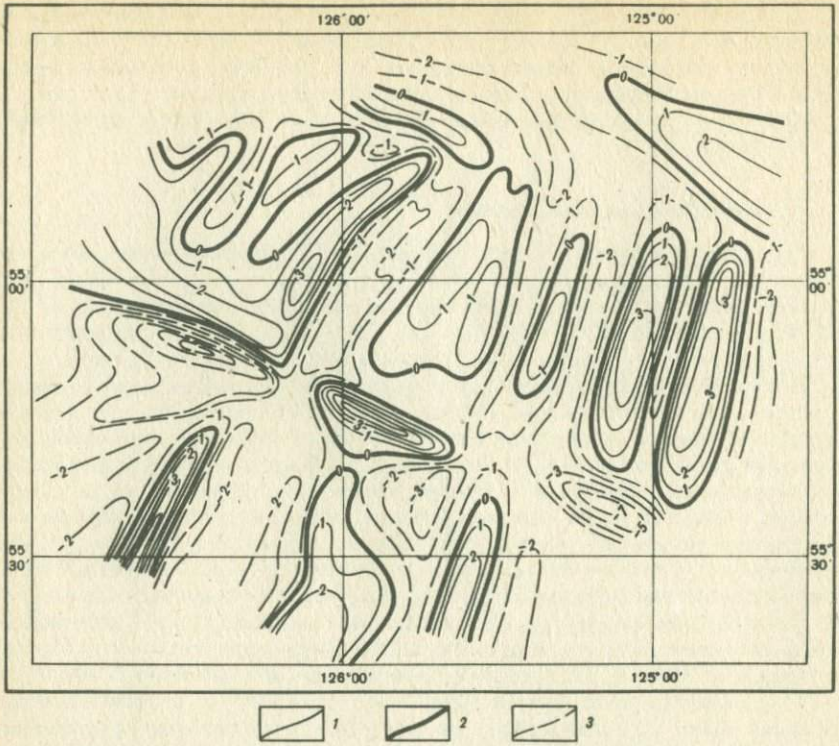


Рис. 3.6. Карта изодинам ΔT_a (в 10^{-7} Тл) на полигоне в зоне разлома Хизена
1 — положительные; *2* — нулевая; *3* — отрицательные

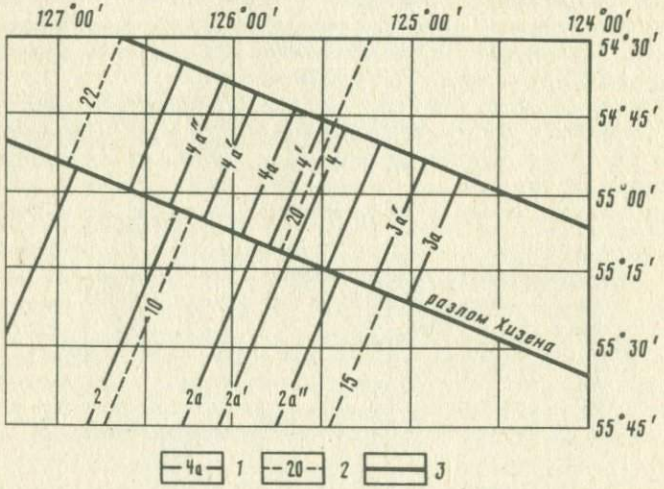


Рис. 3.7. Схема магнитных аномалий и расчетной мощности литосферы на полигоне в зоне разлома Хизена
1 — линейная магнитная аномалия; *2* — изопахиты мощности литосферы, км; *3* — трансформные разломы

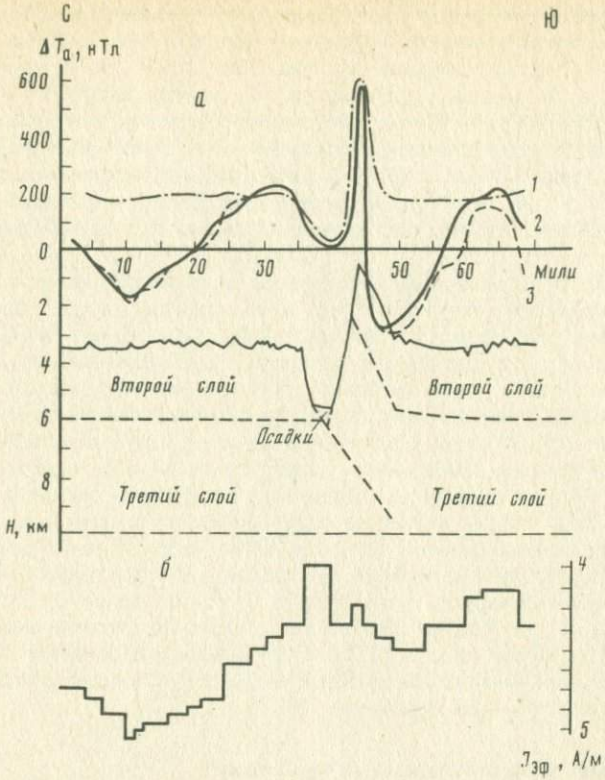


Рис. 3.8. Расчетный геомагнитный профиль через трансформный разлом Хизена (*а*) и кривая эффективной намагниченности (*б*)

1 — аномалия от рельефа дна; *2* — наблюденная аномалия; *3* — модельная

пород в разломе, отобранных при драгировании [Городницкий и др., 1979а]. Расчет аномалии для однородно намагниченного слоя показывает, что аномалия над разломом в основном вызвана влиянием рельефа дна, а знак аномалии определяется знаком полярности слоя. На следующем этапе моделирования была предпринята попытка установить, какой вклад в аномальное магнитное поле вносят базальтовый (второй слой) и габбро-перидотитовый (третий слой) слои, слагающие борта разлома. С этой целью была рассчитана аномалия для суммарного влияния второго слоя мощностью 2,5 км с намагниченностью 2 А/м и третьего слоя мощностью около 4 км с намагниченностью 4 А/м.

Результаты расчета показали, что при таких параметрах возрастает амплитуда центральной аномалии и уменьшается горизонтальный градиент поля над южным бортом разлома. Ввиду этого намагниченность в третьем слое была уменьшена до 1 А/м для южного борта разлома. Затем было подобрано оптимальное соответствие наблюденной и модельной кривой с помощью изменения намагниченности второго слоя (см. рис. 3.8). Аналогичные расчеты, выполненные по другим профилям, показали, что изменение полярности во втором слое влечет за собой изменение знака аномалии, и что интенсивность намагничивания в третьем слое для северного борта разлома Хизена больше, чем для южного.

По данным магнитной геохронологии на основе выполненной идентификации аномалий были проведены расчеты мощности литосферы для северного и южного бортов разлома Хизена. Как показывают оценки (см. рис. 3.7), мощность литосферы в пределах полигона составляет 17–21 км для северного борта и 11–14 км для южного борта при встречном увеличении ее мощности вдоль линии разлома. Вместе с тем анализ результатов региональных геомагнитных съемок в юго-восточной части Тихого океана свидетельствует о том, что общий перепад мощности литосферы вкрест простирания разлома Хизена составляет не менее 20 км [Городницкий, 1979].

Анализ результатов геомагнитной съемки позволяет прийти к заключению, что разлом Хизена является основным дизъюнктивным элементом в системе трансформных разломов Элтанин: именно он служит границей между двумя регионами с различной историей геодинамического развития. Как сам разлом Хизена, так и система Элтанин в целом существует на протяжении не менее 80 млн. лет (на западе по разлому Хизена отмечено смещение аномалии 32). За столь длительный период в изучаемом регионе происходили существенные изменения геодинамической обстановки. Особенно резкая перестройка в системе разрастания отмечена в середине палеоцена (58–60 млн. лет назад), когда во всем южно-тихоокеанском сегменте изменились направления и скорости раскрытия (прекращение разрастания дна в Тасмановом море, разделение Австралии и Антарктиды и т.д.). Указанная перестройка сказалась и на системе Элтанин: изменились простирания разломов Хизена и Тарп и произошло сужение расстояния между ними [Сузюмов, 1981; Molnar et al., 1975]. Возможным следствием этой перестройки явилось возникновение поддвиговой составляющей на изученном участке разлома Хизена [Городницкий, 1982].

Трансформный разлом Академика Курчатова

Полигон геомагнитной съемки в зоне трансформного разлома Академика Курчатова расположен в районе с весьма слабой магнитной изученностью (рис. 3.9). По магнитным аномалиям, выявленным в соседних районах, можно предположить, что участок съемки располагается в районе с примерным возрастом дна около 30 млн. лет. Расположение полигона и системы съемочных галсов в зоне разлома Академика Курчатова определялось в первую очередь необходимостью прослеживания основной зоны нарушений, поэтому соседние участки остались слабо освещенными в магнитном отно-

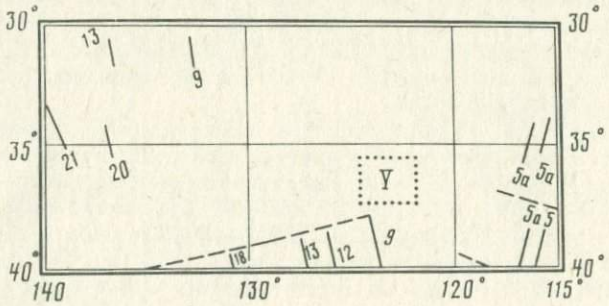


Рис. 3.9. Положение полигона геомагнитной съемки на трансформном разломе Академика Курчатова

Обозначения те же, что на рис. 3.5

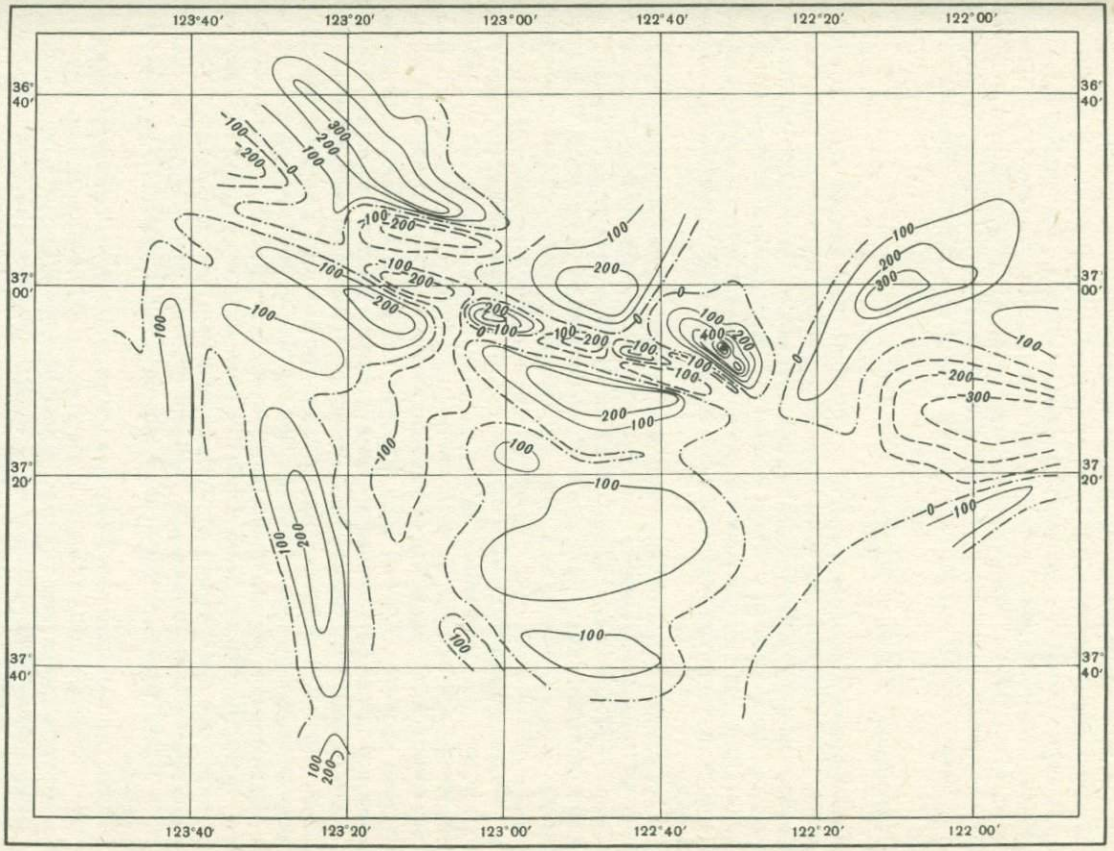


Рис. 3.10. Карта изодинам $\Delta T_я$ (в нТл) на полигоне в зоне трансформного разлома Академика Курчатова

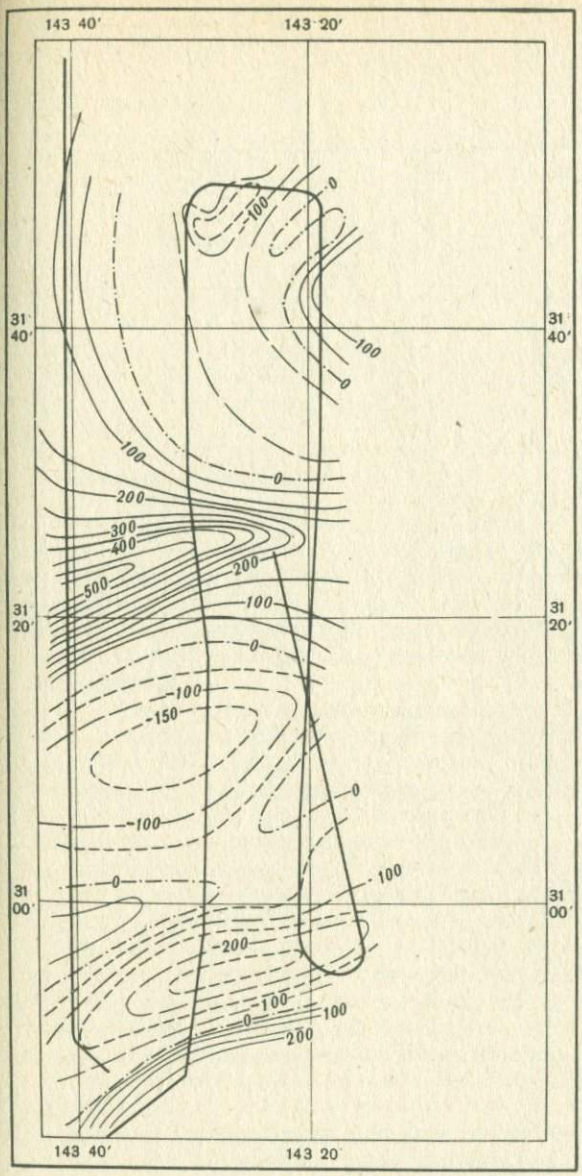
шении, что затрудняет идентификацию аномалий. Как видно из карты изодинам ΔT_a, составленной в результате съемки (рис. 3.10), аномальное магнитное поле в зоне разлома имеет сложную структуру с интенсивными положительными и отрицательными аномалиями. Ввиду недостаточной длины отдельных профилей съемки для идентификации аномалий по серии коротких галсов, проходящих вкрест простирания линейных аномалий, были построены сводные синтезированные профили. При идентификации аномалий использовались известные профили нис "Элтанин" и "Вима" [Molnar et al., 1975]. Полученный в результате синтезирования профилей набор аномалий лучше всего соответствует аномалиям шкалы Хиртцлера 7–11 [Вакье, 1976], имеющим возраст 26–32 млн. лет [La Brecque et al., 1977].

Трансформный разлом Меррей

Трансформный разлом Меррей, представляющий собой один из крупнейших трансформных разломов Мирового океана, протягивается от материкового склона Северной Америки на востоке до Гавайского архипелага на западе. Он входит в систему Великих Тихоокеанских разломов. Судя по карте идентифицированных магнитных аномалий относительное смещение участков океанской литосферы по линии разлома составляет примерно 370 миль.

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" была проведена полигонная геомагнитная съемка на участке разлома Меррей, ограниченном координатами 30°43′ –32°00′ с.ш., 143°00′ –143°40′ з.д. Как видно из схемы расположения полигона съемки, с юга к нему примыкают линейные магнитные аномалии 20 и 21 (46–50 млн. лет) а к северному борту разлома подходит аномалия 28 (64 млн. лет). Геомагнитная съемка в зоне разлома проводилась по трем меридиональным галсам, ориентированным вкрест простирания разлома, при расстоянии между галсами 10 миль (рис. 3.11). Анализ составленной карты аномального магнитного поля свидетельствует о том, что на южном и северном бортах разлома аномальное магнитное поле имеет различный характер. Южный борт (средняя глубина дна 4,5 км) при значительной расчлененности рельефа характеризуется интенсивными аномалиями магнитного поля с амплитудами более 500 нТл. Простирание аномалий субширотное и соответствует основному простиранию разлома. Положительные экстремумы, как правило, приурочены к крутым склонам уступов, обращенных к оси разлома и, возможно, связаны с тектоническими швами [Городницкий, Сузюмов, 1980]. Само ущелье разлома в аномальном магнитном поле практически не отображается. Над северным бортом разлома наблюдается слабо переменное магнитное поле с амплитудами не более 100 нТл. Простирание аномалий здесь меняется с субширотного на субмеридиональное.

Оценка глубины залегания верхних кромок магнитных объектов показала, что их глубина соизмерима с глубинами дна. Эффективная расчетная намагниченность дна южного борта разлома примерно вдвое превышает эффективную расчетную намагниченность северного борта. Можно предполагать, что это связано с разным возрастом блоков океанской коры, соприкасающихся по разлому. В целом, как показывает анализ характера аномального магнитного поля на полигоне, его структура определяется в основном субширотными аномалиями, связанными с зоной разлома Меррей. Сопоставление полученных данных с результатами геомагнитной съемки разлома Меррей в районе гор Музыкантов [Rea, Naugler, 1971] свидетельствует о том, что такие аномалии могут отмечаться вдоль разлома Меррей на большом протяжении.



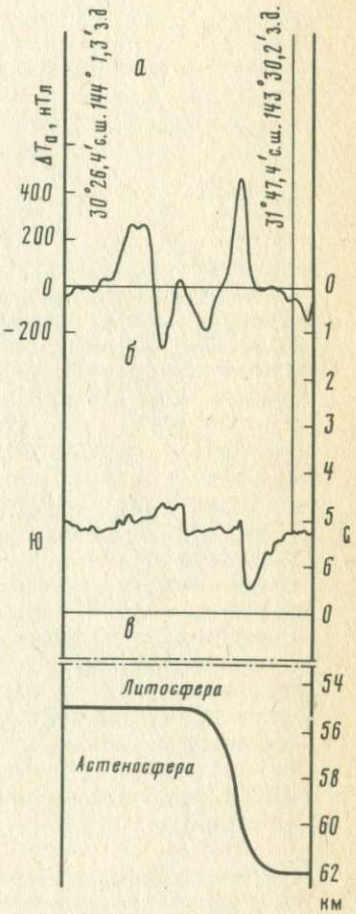
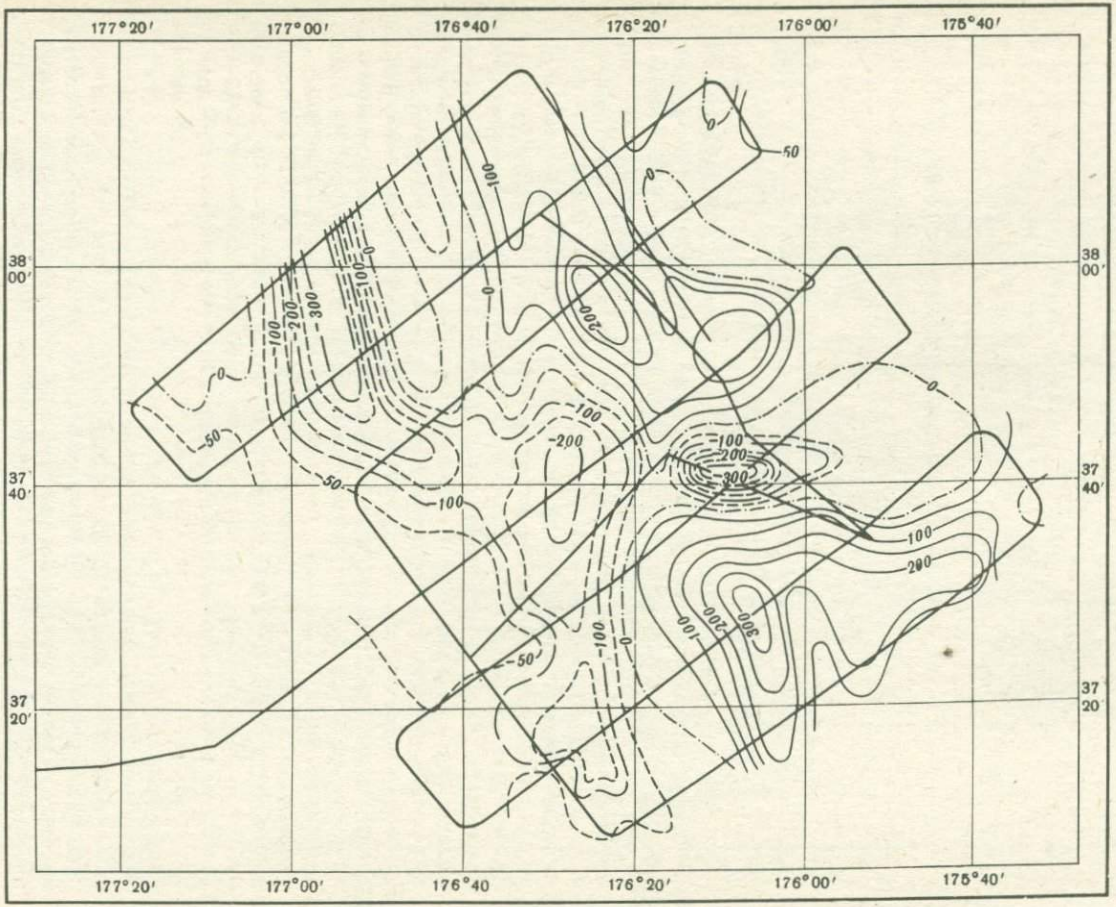


Рис. 3.11. Карта изодинам ΔT_a на полигоне в зоне трансформного разлома Меррей

Рис. 3.12. Геомагнитный профиль (*а*), рельеф дна (*б*) и схематический разрез литосферы через трансформный разлом Меррей на участке съемки (*в*)

Как было указано выше, в районе полигона к трансформному разлому Меррей подходит с юга аномалия 21, а с севера — аномалия 28. Таким образом, различие в возрасте океанской литосферы между северным и южным бортами разлома составляет примерно 16 млн. лет. Теоретическая оценка перепада средних глубин дна [Сорохтин, 1974] показывает, что перепад


177°20′
177°00′
176°40′
176°20′
176°00′
175°40′
38 00′
37 40′
37 20′
177°20′
177°00′
176°40
176°20′
176°00′
175°40′
0
50
100
200
300

должен составлять 0,5 км. Это вполне соответствует наблюдаемому различию в глубинах дна. Оценка мощности литосферы под северным и южным бортами разлома, проведенная на основе магнитной геохронологии, позволила установить, что мощность литосферы для северного борта составляет около 60 км, а для южного – 53 км [Городницкий, Сузюмов, 1980]. Разрез литосферы через трансформный разлом Меррей на участке геомагнитной съемки приведен на рис. 3.12. Как видно из разреза, перепад мощности литосферы здесь составляет примерно 7 км.

В целом структура аномального магнитного поля в зоне разлома Меррей с большой сдвиговой компонентой аналогична структуре аномального магнитного поля в зонах разломов Элтанин и Академика Курчатова. Этот тип разломов характеризуется наличием интенсивной аномалии над более молодым поднятым бортом разлома, осложненным дизъюнктивной тектоникой и вулканизмом. Понижение интенсивности аномалий над опущенным более древним бортом разломов со сдвиговой составляющей, по-видимому, связано также с окислением ферромагнетиков, входящих в состав базальтового слоя.

Императорский разлом

Императорский разлом, прослеживающийся в северной части Тихого океана от северного окончания Императорского хребта на северо-западе до трансформного разлома Мендосино на юго-востоке, является одним из наименее изученных глубинных разломов Мирового океана. Пространственное положение этого разлома не позволяет отождествлять его с системой Великих Тихоокеанских разломов, что ставит вопрос о его генетической природе.

В геомагнитном отношении Императорский разлом расположен в пределах так называемой зоны спокойного магнитного поля. В соответствии с магнитной геохронологической шкалой [Вакье, 1976] эта зона охватывает временной интервал между аномалиями 33–34 (75–90 млн. лет) и первыми аномалиями мезозойской системы (более 107 млн. лет). Этот интервал геологического времени, приходящийся на поздний мел, характеризуется по имеющимся данным отсутствием инверсий геомагнитного поля. Вместе с тем в последнее время появились работы, направленные на изучение возможности идентификации аномалий в пределах этой зоны. Полигон геомагнитной съемки, выполненной в зоне Императорского разлома в 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", ограничен координатами 37°00′–38°20′ с.ш. и 175°30′–177°30′ з.д. К западу от северной части разлома за пределами Императорского хребта прослеживаются мезозойские аномалии М0–М3. В то же время в своей северной части Императорский разлом соприкасается с линейными магнитными аномалиями 32a–32b, имеющими субширотное простирание.

Детальная геомагнитная съемка на полигоне в зоне разлома выполнялась по сети из семи галсов, ориентированных вкрест простирания разлома, и двух продольных галсов, ориентированных по его простиранию на обоих бортах разлома. Среднее расстояние между поперечными галсами 10 миль. По результатам геомагнитной съемки составлены карты аномального магнитного поля (рис. 3.13), позволившие получить сведения о структуре аномального магнитного поля в зоне Императорского разлома. Как показывает анализ карт, аномальное магнитное поле здесь характеризуется наличием интенсивных положительных и отрицательных аномалий с размахом более

Рис. 3.13. Карта изодинам ΔT_a на полигоне в зоне Императорского разлома

400 нТл при горизонтальном градиенте поля более 100 нТл/км. В северо-восточной части полигона на профилях 9, 11 и 13 отмечается зона интенсивных отрицательных аномалий, приуроченных к юго-западному борту разлома. На указанных профилях намечается закономерность в чередовании аномалий магнитного поля вкрест простирания разлома. Над юго-западным бортом разлома выделенная зона отрицательных аномалий отчетливо коррелируется по всем профилям (9, 11 и 13). При переходе на северо-восточный борт наблюдается смена знака аномалий от отрицательных к положительным. В юго-восточной части полигона характер поля несколько меняется. Обращает на себя внимание отрицательная аномалия субширотного простирания, прослеживающаяся на профилях 1, 3 и 5, на продолжении которой выявлена подводная гора высотой 1230 м, по-видимому, вулканического происхождения [Городницкий и др., 1980а]. Анализ структуры этой аномалии позволяет предполагать, что она связана с зоной субширотного разлома, пересекающего Императорский разлом.

Поскольку полигон съемки находится в зоне спокойного магнитного поля, геохронологическая идентификация выявленных аномалий представляется затруднительной. Вместе с тем общая конформность субмеридиональных аномалий основному простиранию Императорского разлома и субширотной аномалии — Великим Тихоокеанским разломам — дает основание предполагать, что аномалии магнитного поля на изученном участке Императорского разлома имеют тектоническую природу и связаны с разновозрастными ортогональными системами разрывных нарушений.

3. МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Одним из основных вопросов, непосредственно связанных с интерпретацией результатов геомагнитных съемок в океане, является вопрос о природе магнитоактивных слоев океанской земной коры. В настоящее время при подборе моделей магнитоактивного слоя, соответствующих наблюденным аномалиям, в частности идентифицированным линейным аномалиям, используется "однослойный" геомагнитный разрез [Вакье, 1976]. Считается при этом, что магнитные аномалии, зарегистрированные на поверхности океана, связаны со вторым слоем коры, сложенным в основном базальтами. Вместе с тем оценки глубины поверхности изокюри по данным геотермических измерений и расчет глубин залегания верхних и нижних кромок магнитных тел дают возможность предполагать, что мощность магнитоактивного слоя в океанской литосфере значительно превышает мощность базальтового слоя и составляет 4—7 км [Городницкий, Иванов, 1969]. С другой стороны, имеющиеся результаты изучения магнитных характеристик изверженных горных пород, входящих в состав третьего слоя океанской коры — габбро и серпентинитов — указывают на их высокую намагниченность. В свете этого большое значение приобретают данные изучения магнитных свойств пород, отобранных из глубинных разломов на океанском дне, где могут обнажаться породы не только второго, но и третьего слоев коры.

С целью такого изучения в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" было проведено драгирование склонов впадины Хесса в Галапагосской рифтовой зоне, а также склонов наиболее крупного из обследованных трансформных разломов — разлома Хизена в юго-восточной части Тихого океана [Большаков, Городницкий, 1978; Городницкий и др., 1979а, б].

В зоне Галапагосского рифта во впадине Хесса при драгировании осевой части и северного склона с глубин 4—5 тыс. м были подняты обломки ба-

Таблица 3.1

Магнитные характеристики горных пород впадины Хесса

Номер образца	$\kappa \cdot 10^{-2}$ А/м	J_n, А/м	Q	Номер образца	$\kappa \cdot 10^{-2}$ А/м	J_n, А/м	Q
	Базальты				*Базальты*		
56/4-1	40	34	185	55/5	46	6,2	27
2	40	46	230	55/2	50	16,3	65
3	40	28	140	55/9	30	1,4	10
4	40	17	85	55/8	20	0,53	5
5	35	11	65		*Диабазы*		
6	35	7	39				
7	35	5	29	57/1-1	460	24	10,4
8	29	3	22	2	460	21	9,2
9	29	2	14	3	460	25	10,8
56/3-1	50	22	88	4	460	34	14,8
2	50	35	140	57/2-1	260	3,2	2,5
3	50	25	100	2	260	8	6
4	50	18	71	3	260	9	7
5	37	8	43	4	260	3,3	2,5
6	37	2	10	5	260	3,5	2,7
7	23	1	7	57/3-1	130	1,1	1,7
8	23	1	7	2	130	4,2	6,5
9	23	2	15	3	130	2,9	4,5
56/6-1	18	3	32	4	130	7,1	11
2	18	3	36	5	130	11	17
3	18	2	29		*Габбро*		
4	18	5	53				
5	18	1,5	17	57/4-1	26	0,25	2
56/7	30	2,7	18	2	26	0,12	1
56/6	19	0,9	10	57/5-1	2	0,003	0,35
55/1	15	1,0	13	2	2	0,002	0,2
55/4	60	30	100	57/6-1	8	0,033	0,8
55/11	20	1,8	18,7	2	8	0,16	4

зальтов, диабазов и габбро-долеритов. Расположение точек отбора образцов показано на рис. 1.2,*в*. Как видно из рисунка, точки отбора образцов приурочены к осевой отрицательной аномалии, имеющей амплитуду более 400 нТл. Всего было отобрано 52 образца. Для определения геомагнитных характеристик образцы были распилены по трем взаимно перпендикулярным плоскостям для выявления возможной анизотропии. Оценка величины магнитной восприимчивости проводилась с помощью измерителя ИМВ-2 с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}$ А/м. После определения намагниченности из распиленных образцов вырезались кубики для измерения остаточной намагниченности J_n, склонения D, наклонения I и магнитной восприимчивости κ. Измерение намагниченности проводилось на приборе ИОН-1. С целью выделения вязкой намагниченности осуществлялась также магнитная чистка образцов при 120 и 206° С. Результаты изучения магнитных свойств образцов горных пород из впадины Хесса приведены в табл. 3.1, а также на рис. 3.14. Как показывают полученные данные, образцы базальтов обладают высокой намагниченностью с относительно стабильной магнитной восприимчивостью. Фактор Кенигсбергера Q у базальтов достигает больших значений (до 220) при средней величине 10—20.

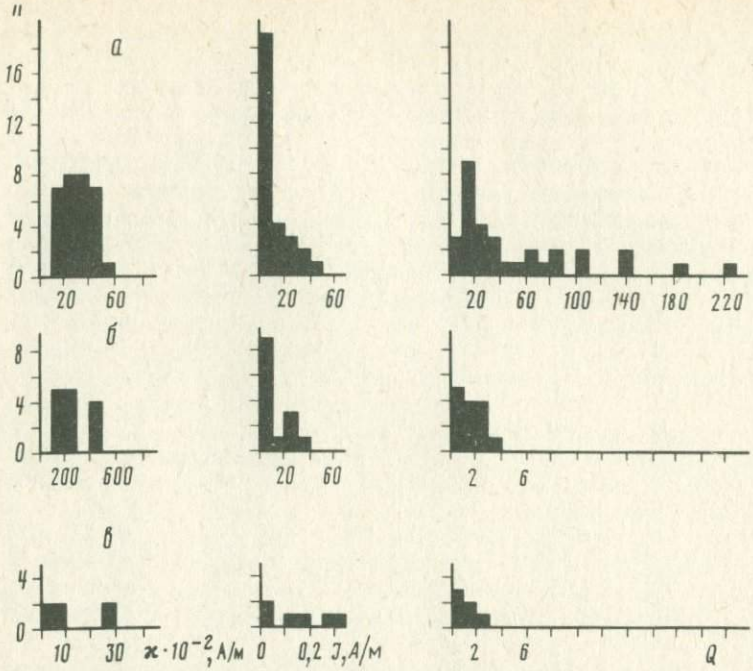


Рис. 3.14. Магнитные характеристики образцов горных пород, отобранных при драгировании во впадине Хесса [Большаков, Городницкий, 1978]
а — базальты, $N = 32$; *б* — диабазы, $N = 14$; *в* — габбро, $N = 6$

Таким образом, основным аномалеобразующим фактором у базальтов является остаточная намагниченность. Диабазы во впадине Хесса по магнитным свойствам практически не уступают базальтам. Их магнитная восприимчивость в 10 раз больше, чем у базальтов, естественная остаточная намагниченность имеет примерно тот же порядок, а фактор Q меняется от 1 до 15. Это свидетельствует о том, что диабазовые магнитные объекты, так же как и базальтовые, могут являться магнитовозмущающими. В свою очередь, образцы габбро-долеритов, отобранные во впадине Хесса, как показали данные измерений, имеют меньшую намагниченность. Хотя их магнитная восприимчивость близка к базальтам, остаточная намагниченность на два порядка меньше, а фактор Q меняется от 0,2 до 4. Поэтому существенного вклада в аномальное магнитное поле эти породы, по-видимому, не вносят.

Образцы изверженных пород со склонов разлома Хизена были отобраны при драгировании его ущелья и крутого южного склона (рис. 3.15). Как видно из рисунка, они характеризуют полный разрез земной коры в разломе Хизена. Для отобранных образцов был проведен полный комплекс лабораторных магнитных измерений: определение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, термомагнитный анализ в отсутствие земного магнитного поля с целью определения состава ферромагнитной фракции, а также выявления синхронности вектора остаточной намагниченности выделенных минералов, размагничивание в переменном магнитном поле (H-чистка) и термочистка (T-чистка). Как видно из результатов, приведенных в табл. 3.2, сверху вниз по разрезу наблюдается рост

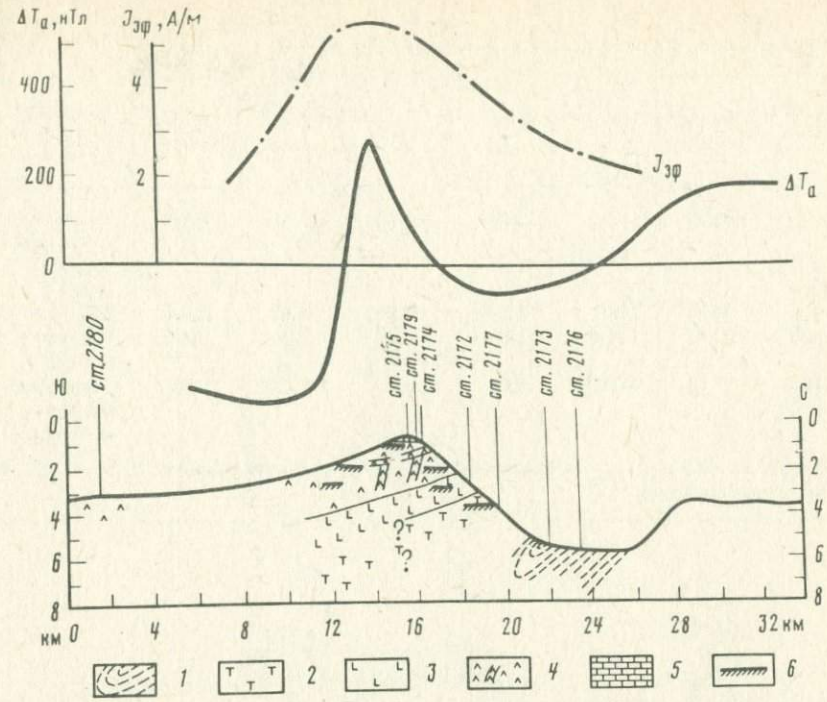


Рис. 3.15. Магнитный профиль через разлом Хизена [Городницкий, и др., 1976б]
1 — амфиболитовые сланцы; *2* — серпентинизированные перидотиты; *3* — габбро; *4* — базальты; *5* — известняки; *6* — расчетные глубины верхних кромок магнитных объектов

магнитной восприимчивости и уменьшение фактора Q [Городницкий и др., 1979б].

Существование у базальтов из верхней части разреза (обр. 2175) относительно малой величины κ и большой J_n характерно для поверхностной части потоков [Печерский, Багин, 1975].

Термомагнитный анализ установил присутствие в базальтах катиондефицитного титаномагнетита со следами низкотемпературного окисления. Резкий спад J_n и увеличение κ свидетельствуют о том, что в интервале температур 250–500° С происходят, по-видимому, минералогические изменения в следующей последовательности: титаномаггемит — магнетит — гематит (рис. 3.16,*а* и 3.17,*а*). Обладая незначительной магнитной восприимчивостью и большой остаточной намагниченностью, базальты в зависимости от направления вектора J_n могут быть источником магнитных аномалий обоих знаков.

Термомагнитный анализ долерита (обр. 2174) показал, что в породе присутствует только магнетит (рис. 3.16,*б*). При спаде намагниченности, как показали *H*- и *T*-чистки, не происходит изменения направления вектора (рис. 3.17,*а*), т.е. в обр. 2174 присутствует одно направление намагничивания. В долеритах, как и в базальте, отмечено небольшое значение κ при повышенных значениях J_n, следовательно, и они могут быть источниками как положительных, так и отрицательных аномалий в зависимости от направления намагничивания.

Таблица 3.2

Магнитные свойства горных пород разлома Хизена

Глубина отбора, м	Номер образца	κ, 10^{-3} А/м	J_n, 10^{-3} А/м	Q	J_{rs_1}, А/м	J_{rs_2}, А/м	Ферромагнитные минералы
500	2175	210	2860	28,0	0,41	0,28	Титаномаггемит, магнетит, гематит
1000	2174	530	1340	5,06	0,43	0,44	Магнетит
5200	2177	1800	2860	1,75	1,34	0,83	Маггемит, магнетит
5700	2173	10300	425	0,7	0,23	0,31	Пирротин, магнетит, маггемит

Обозначения: J_{rs_1} — остаточная намагниченность насыщения; J_{rs_2} — то же, после термообработки.

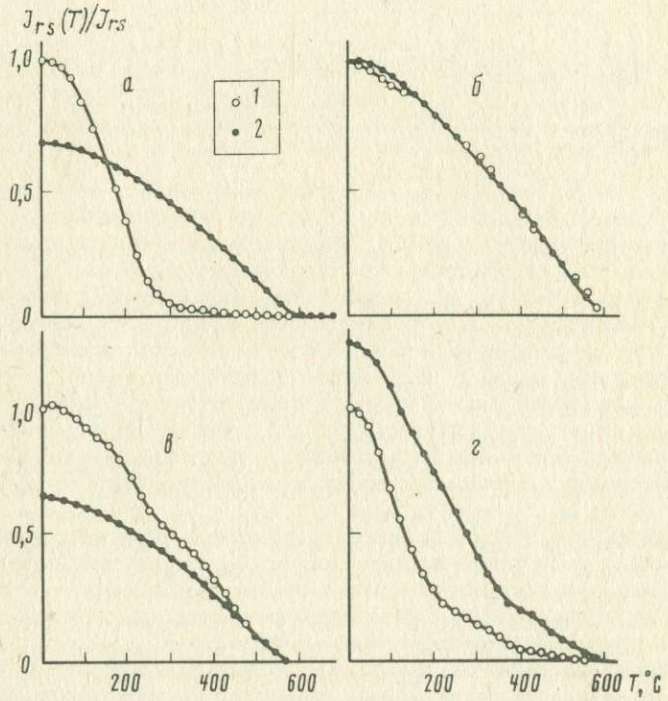


Рис. 3.16. Зависимость остаточной намагниченности насыщения от температуры до и после термообработки [Печерский, Багин, 1975]

а — базальт, обр. 2175; *б* — долерит, обр. 2174; *в* — гарцбургит, обр. 2177; *г* — амфиболитовый сланец, обр. 2173; *1* — до термообработки; *2* — после термообработки

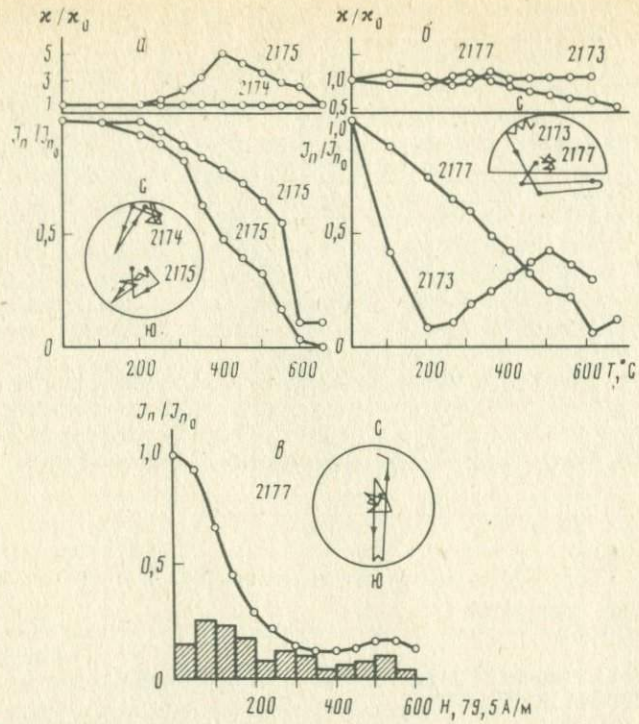


Рис. 3.17. Результаты температурной чистки (*T*) и размагничивания переменным магнитным полем (*H*) для различных образцов
а — базальт; *б* — долерит; *в* — гарцбургит

Изучение магнитных свойств серпентинизированного гарцбургита (обр. 2177) указывает на сложность его формирования. При размагничивании переменным магнитным полем были выделены три стабильных направления намагничивания: два из них антипараллельны и разрушаются в полях 39 750—43 725 А/м (500—550 Э), третье, наиболее стабильное, расположено вблизи положения современного магнитного полюса. Термомагнитный анализ установил присутствие двух ферромагнитных минералов: магнетита и маггемита (рис. 3.16,*в* и 3.17,*б*,*в*). *T*-чистка подтвердила присутствие маггемита, но наличие его не связано с направлением вектора J_n. Существование нескольких компонент вектора J_n в гарцбургите, по-видимому, можно отнести за счет различных по величине зерен магнетита, что, в свою очередь, позволяет предположить существование нескольких этапов намагничивания, связанных со стадийностью внедрения гипербазитов в перекрывающие их породы. Магнитные аномалии, вызванные присутствием гипербазитов и гарцбургитов из-за наличия нескольких векторов J_n, не могут являться источником аномалии обратного знака.

Термомагнитный анализ амфиболитовых сланцев (обр. 2173) показал, что ферромагнитная фракция в них представлена магнетитом, пирротином и титаномагнетитом (рис. 3.16,*г*). при *H*- и *T*-чистках направление вектора J_n при быстром уменьшении его модуля оказалось нестабильным (см. рис. 3.17,*б*). Большое значение магнитной восприимчивости у метаморфических пород позволяет считать, что величина индуцированной намаг-

ниченности столь велика, что амфиболитовые сланцы могут быть источником магнитных аномалий.

Таким образом, при изучении магнитных свойств пород океанской коры в связи с природой магнитных аномалий следует обращать внимание не только на породы ультрабазитового ряда, но и на метаморфические, которые, обладая большой индуцированной намагниченностью, могут являться источником положительных аномалий. Сопоставление изученных магнитных свойств горных пород и расчетной кривой эффективной намагниченности показывает, что наблюденная положительная аномалия над поднятым южным бортом разлома Хизена является, по-видимому, результатом суперпозиции полей, создаваемых многослойным источником, где магнитоактивные слои представлены базальтами, долеритами, гипербазитами и амфиболитовыми сланцами. К тем же выводам приводят результаты описанного выше магнитного моделирования.

Полученные данные позволяют предположить, что амфиболитовые сланцы в нижней части разреза образовались в результате динамометаморфизма, вызванного наличием поддвигового напряжения вкрест простирания разлома Хизена, что отображается также в анизотропии *к* у гипербазитов.

ГЛАВА 4

ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

1. МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ В 24-м РЕЙСЕ НИС "АКАДЕМИК КУРЧАТОВ"

Целью работ являлось продолжение изучения гравитационного поля Мирового океана и дальнейшее совершенствование методики измерений силы тяжести на морях и океанах с помощью морских набортных гравиметров.

Задачей гравиметрического отряда было измерение силы тяжести на пути следования судна и на полигонах, расположенных в районах крупных разломов земной коры в Атлантическом и Тихом океанах. Результаты гравиметрических наблюдений в комплексе с данными батиметрии, сейсмических исследований и магнитной съемки позволяют уточнить характер строения земной коры в этих районах, выявить связь гравитационных аномалий со структурами земной коры, сделать выводы о природе аномального гравитационного поля в океанах.

Методические задачи заключались в сравнении показаний гравиметров различных систем в разнообразных условиях наблюдений с целью выяснения путей усовершенствования приборов и повышения точности измерений силы тяжести на море.

Отряд гравиметрии располагал следующей аппаратурой:

1) морским трехмаятниковым прибором ММП конструкции ЦНИИГАиК с комплектом кварцевых маятников;

2) морским набортным кварцевым гравиметром ГМН конструкции ВНИИГеофизики;

3) морским струнным гравиметром МАГИСТР конструкции ВНИИГеофизики;

4) сухопутным гравиметром ГАК-7Ш;

5) вспомогательной аппаратурой.

Морской маятниковый прибор предназначен для опорных наблюдений

в пунктах захода судна. Периоды колебаний маятников определялись с помощью кварцевых часов и частотометров. Ранее этот прибор неоднократно применялся в морских гравиметрических экспедициях. Устройство прибора и методика работы с ним отражены в книге Боброва и др. [1970] и в других работах.

Гравиметр ГМН разработан совместно с ВНИИНГеофизикой, ИФЗ АН СССР и заводом НефтеКИП. В 1974 г. начался выпуск этих гравиметров малыми сериями. В гравиметре ГМН в целях уменьшения эффекта "кросс-каплинг" значительно усилено жидкостное демпфирование системы. Гравиметр обладает большой чувствительностью и применяется в основном для детальных исследований гравитационного поля на шельфах, хотя диапазон измерения силы тяжести без перестройки у этого прибора 700 мГал, а с перестройкой — более 5000 мГал. Гравиметр был установлен на судне в гиромаятниковом подвесе.

Гравиметрический комплекс МАГИСТР состоит из двух гиростабилизированных струнных гравиметров, специализированного цифрового вычислительного устройства и аналого-цифрового преобразователя радиогеодезических данных. Этот комплекс в течение ряда лет прошел цикл морских испытаний при проведении опытно-производственных работ на шельфах Черного и Балтийского морей. МАГИСТР обладает неограниченным диапазоном измерения силы тяжести без перестройки. В открытом океане и в столь длительном плавании МАГИСТР был применен впервые.

Гравиметрические наблюдения в рейсе можно подразделить на следующие виды:

а) морские маршрутные;

б) морские маршрутные контрольные;

в) морские полигонные;

г) опорные в портах и местах захода судна.

Морские маршрутные наблюдения проводились набортными гравиметрами по пути следования судна при постоянных курсе и скорости. Морские маршрутные контрольные измерения состоят в прохождении через пункты измерений предыдущих экспедиций в районе маршрута судна. В соответствии с программой работ отбирались те точки, заход на которые не требовал более трех часов. Морские полигонные наблюдения представляют собой съемку небольших участков океана (60 X 60 или 120 миль) по системе галсов, направленных вкрест простирания и по простиранию геоморфологических структур океанского дна. Все морские гравиметрические наблюдения проводились, как правило, при волнении моря не более 4-х баллов (при возмущающих вертикальных ускорениях не более 50—70 Гал). Маятниковые наблюдения в портах захода судна состояли из 5—6 серий по 40 мин каждая.

Опорные портовые наблюдения выполнялись всем комплектом аппаратуры на причальных или якорных стоянках в закрытых водоемах (у причалов или на внутренних рейдах). Для учета изменения длины маятников перед началом и по окончании экспедиции были выполнены опорные наблюдения по полной программе, включающей в себя измерения периодов как крайних, так и среднего маятников. Опорные наблюдения в рейсе были выполнены в портах Понта-Дельгада (Азорские острова), Виллемстад (о-в Кюрасао), Кальяо (Перу), Ла-Гуайра (Венесуэла), Лас-Пальмас (Канарские острова), Гетеборг (Швеция). Кроме того, были выполнены маятниковые наблюдения на якорных стоянках у о-ва Кокос (Тихий океан), на рейде портов Колон и Панама и на стоянке у пирса при выходе из шлюза Педро Мигуэл в Панамском канале.

Следует отметить, что условия наблюдений в порту Виллемстад были крайне неблагоприятны из-за постоянных ударов корпуса судна о причал. Средняя квадратическая ошибка определения силы тяжести в этом порту составила ± 2,6 мГал, в то время как в других портах она не превышала ± 0,5 мГал.

В портах, где имеются пункты с известными значениями силы тяжести, выполнялись привязки причальных пунктов к гравиметрическим пунктам в городах с помощью гравиметра ГАК-7Ш. Так, в порту Гетеборг была осуществлена привязка гравиметрических наблюдений данной экспедиции к Международной опорной гравиметрической сети. С помощью гравиметров ГАК-7Ш и "Уорден" при любезном содействии шведских ученых Д. Дирссена и Г. Линда была выполнена гравиметрическая связь между местом стоянки нис "Академик Курчатов" и пунктом в городе у церкви Кристины [Petersson, 1967]. Средняя квадратическая ошибка связи по двум гравиметрам получилась равной ± 0,1 мГал. Контроль привязки был проведен в портах Кальяо и Лас-Пальмас.

Маршрутные наблюдения с морскими гравиметрами были выполнены на 45 профилях общей протяженностью 17 765 миль. Оценка точности маршрутных измерений силы тяжести проведена путем сравнения показаний гравиметров с результатами других советских и зарубежных экспедиций, маршруты которых пересекались с маршрутом нис "Академик Курчатов". Средняя квадратическая ошибка наших измерений оказалась в пределах от ± 5,6 до ± 9,4 мГал в зависимости от величины возмущающих ускорений.

Оценка точности измерений силы тяжести на полигонах проводилась по сходимости результатов в точках пересечения галсов. Следует сказать, что условия наблюдений на полигонах были не одинаковыми. Хуже всего они были на двух последних полигонах (IV и V), где амплитуда вертикальных ускорений, измеряемая струнными датчиками, нередко превышала 100 Гал. Поэтому точность полигонных измерений силы тяжести также была различной (от ± 2,9 до ± 4,7 мГал).

Результаты работ с гравиметрическим комплексом МАГИСТР и гравиметром ГМН показывают, что оба эти комплекта аппаратуры при соответствующем обеспечении навигационными и батиметрическими данными позволяют проводить гравиметрическую съемку в океане с точностью, обеспечивающей построение гравиметрических карт с сечением изоаномал 10 мГал.

По результатам полигонных и маршрутных измерений силы тяжести составлены гравиметрические карты и профили, позволяющие выполнить геолого-геофизическую интерпретацию аномального гравитационного поля.

2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Срединно-Атлантический хребет четко выделяется в аномалиях силы тяжести как в редукции в свободном воздухе, так и в редукции Буге. Его северная, наиболее изученная часть характеризуется аномалиями в свободном воздухе от 20 до 80 мГал, т.е. несколько повышенными по сравнению с аномалиями примыкающих океанских котловин. (Здесь и далее в тексте и на рисунках значения аномалий силы тяжести даны в американской системе гравиметрических опорных пунктов). Аномалии Буге, вычисленные с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см^3, над Северо-Атлантическим хребтом имеют значения, не превышающие 220 мГал,

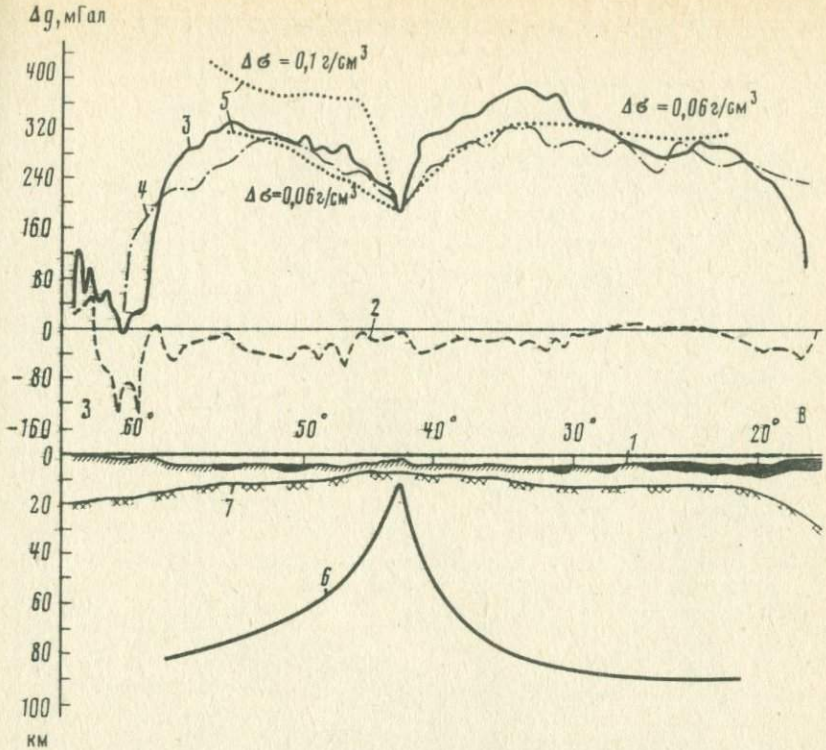


Рис. 4.1. Трансатлантический профиль, выполненный в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов"

1 — рельеф дна (затушеванные участки показывают мощность осадочного слоя по данным НСП); *2* — аномалии в свободном воздухе; *3* — аномалии Буге (σ = 2,67 г/см^3); *4* — аномалии Гленни; *5* — расчетные аномалии Буге при различных значениях избыточной плотности на подошве литосферы; *6* — глубина подошвы литосферы по гравиметрическим данным; *7* — граница Мохоровичича

т.е. несколько пониженные по сравнению с аномалиями в котловинах [Гайнанов и др., 1975].

На рис. 4.1 представлен трансатлантический профиль, пересекающий Срединно-Атлантический хребет. На рисунке показаны кривые аномалий силы тяжести в различных редукциях. Аномалии Буге (δ = 2,67 г/см^3) вычислены с учетом влияния рельефа морского дна в двухмерном варианте. Кроме того, вычислены аномалии Гленни, которые учитывают изостатическую компенсацию в ближних зонах. Методом подбора построена нижняя граница литосферы. Гравитационное поле, рассчитанное для данной модели глубинного строения земной коры и верхней мантии при разности плотностей на границе литосфера—астеносфера 0,06 г/см^3, в районе Срединно-Атлантического хребта достаточно хорошо совпадает с кривыми аномалий Буге и Гленни. Граница Мохоровичича построена по данным глубинных сейсмических зондирований, выполненных ранее в этом районе.

На рис. 4.1 видна некоторая асимметрия гравитационного поля: значения аномалий силы тяжести западнее срединного хребта меньше, чем к востоку от него. Такая же асимметрия видна и в глубинном строении

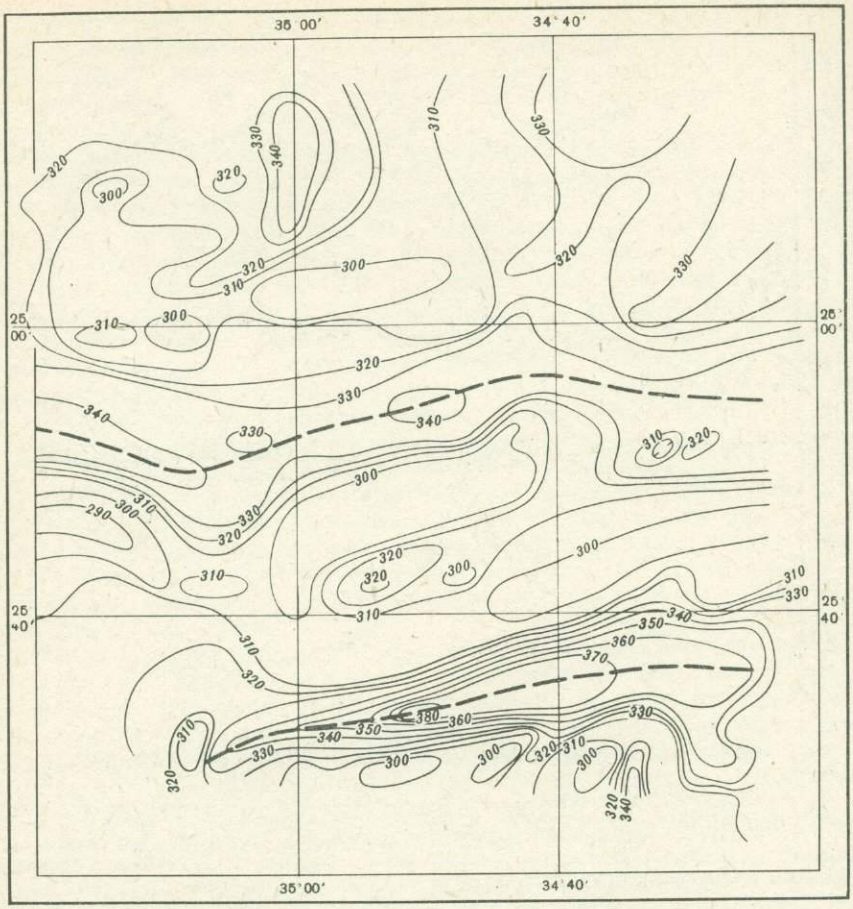


Рис. 4.2. Схема аномалий Буге в районе разлома Атлантис
Штриховые линии — оси депрессий разлома

коры и верхней мантии: нижняя граница литосферы западнее хребта опускается до глубины 80 км, а восточнее хребта она достигает глубин более 90 км. Следует отметить, что глубина подошвы литосферы, полученная по гравиметрическим данным, хорошо совпадает с глубиной, вычисленной по известной формуле Сорохтина [Городницкий, Сорохтин, 1977].

В пределах полигона I в периферийной части трансформного разлома Атлантис по батиметрическим данным выделены две депрессии — северная и южная — с глубинами соответственно 5500 и 5850 м. Они характеризуются аномалиями в свободном воздухе — 40 мГал для северной депрессии и — 30 мГал для южной. Отметим, что для активной части этого разлома (в районе оси Срединно-Атлантического хребта) характерны также отрицательные аномалии в свободном воздухе величиной до — 40 мГал [Гайнанов, Пантелеев, 1972].

Аномалии Буге на полигоне I имеют амплитуды от 290 до 380 мГал (рис. 4.2). Над северной депрессией аномалии Буге достигают значений 320, 340 мГал, над южной — 330, 380 мГал. Возвышенность между дву-

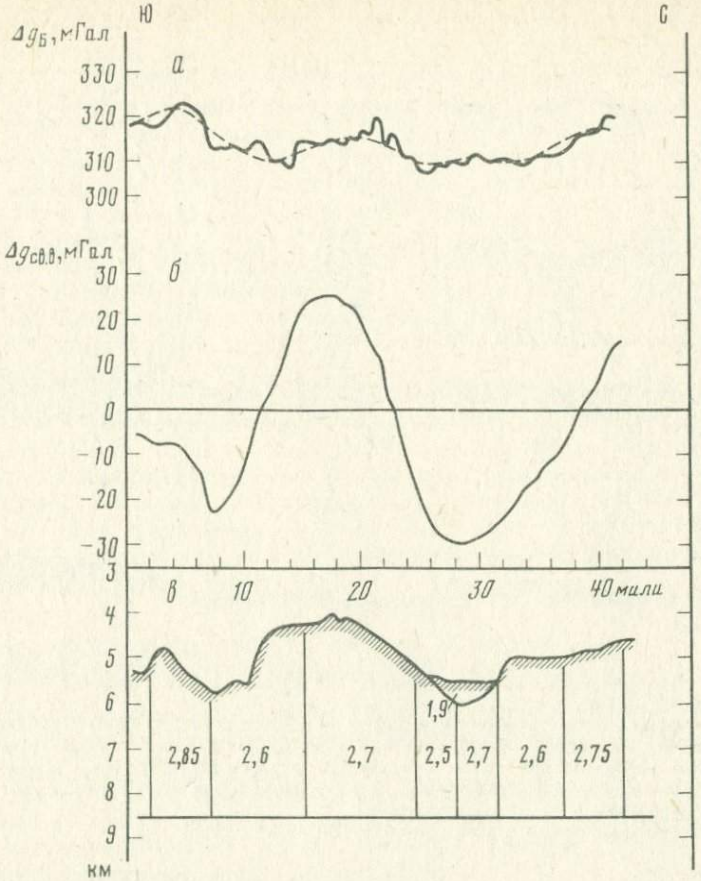


Рис. 4.3. Профиль через разлом Атлантис по 34°25′ з.д.

а — аномалии Буге (сплошная линия — действительная, $\sigma = 2{,}67$ г/см^3; штриховая — модельная кривая); *б* — аномалии в свободном воздухе; *в* — рельеф морского дна (цифры — плотность блоков земной коры, г/см^3)

мя этими депрессиями отмечается аномалиями в свободном воздухе 10, 30 мГал и аномалиями Буге 290, 320 мГал. В своей активной части разлом Атлантис также характеризуется пониженными значениями аномалий Буге.

По гравиметрическим данным в районе разлома Атлантис был вычислен прямой гравитационный эффект от блоков земной коры, плотность которых варьирует в горизонтальном направлении в пределах полигона [Корякин, Колежук, 1981]. На разрезе, пересекающем разлом по меридиану 34°25′ з.д., показаны блоки земной коры, плотность которых варьирует в горизонтальном направлении в пределах 2,5–2,85 г/см^3 (рис. 4.3). Глубина границы Мохоровичича при этих вычислениях была принята равной 8,5 км. Вычисления показали, что блоки земной коры под северной депрессией имеют наименьшую плотность (2,5–2,7 г/см^3), под южной — наибольшую (2,6–2,85 г/см^3).

Предыдущими исследованиями было установлено относительное разуплотнение горных пород также и в зоне разломов Вернадского в осевой ча-

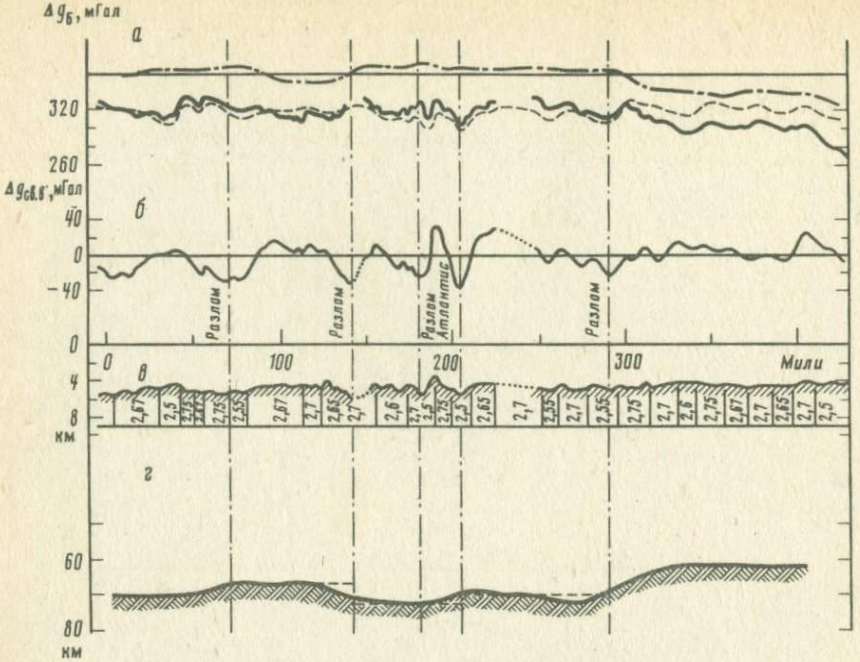


Рис. 4.4. Региональный профиль вкрест простирания зоны разломов Атлантис от 26° 30′ до 31° 56′ с.ш.

а — аномалии Буге (сплошная линия — действительная, σ = 2,67 г/см³; штриховая — модельная кривая; штрихпунктирная — кривая разностных аномалий); *б* — аномалии в свободном воздухе; *в* — рельеф морского дна (цифры на графике — плотность блоков земной коры, г/см³); *г* — граница подошвы литосферы (штриховые линии — теоретическая глубина подошвы)

Вертикальные штрихпунктирные линии — оси разломов

сти Срединно-Атлантического хребта [Буданов и др., 1979] и в активной части разлома Вима [Robb, Kane, 1975].

Разуплотнение коры в активной части трансформных разломов можно, по-видимому, объяснить внедрением разогретого мантийного вещества в пустоты, образовавшиеся в процессе локальных разрывов. Эти выводы подтверждаются и высоким тепловым потоком в зоне разломов. Несколько повышенный тепловой поток зарегистрирован и над северной депрессией периферийной части разлома Атлантис [Городницкий и др., 1978]. Пониженная плотность пород и повышенный тепловой поток в районе северной депрессии указывает на активность трансформного разлома Атлантис даже в его периферийной части. Очевидно, именно северная депрессия является основным элементом периферийной части этого разлома.

Что касается южной депрессии, то она, по-видимому, не может быть отнесена к классу трансформных разломов. Высокие плотности блоков земной коры под этой депрессией и пониженный тепловой поток (34 мВт/м²) [Городницкий и др., 1978] говорят о том, что ее можно считать локальным разрывом, но время образования этого разрыва по имеющимся данным определить пока невозможно.

Для изучения глубинного строения разлома Атлантис построен регио-

нальный профиль, идущий вкрест простирания разлома (рис. 4.4). На профиле показаны рельеф дна, аномалии в свободном воздухе и Буге, плотности блоков земной коры, глубина подошвы литосферы. По минимальным значениям аномалий в свободном воздухе на профиле хорошо выделяются обе депрессии разлома Атлантис, а также несколько локальных разломов севернее и южнее его. Глубина поверхности Мохоровичича выбрана постоянной и равной 8,5 км для южной и центральной частей профиля, в северной части профиля по данным ГСЗ поверхность Мохоровичича зафиксирована на глубине 9,3 км.

Гравитационное поле, вычисленное для построенной модели, на некоторых участках профиля не совпадает с наблюденным полем. Разность между вычисленными и наблюденными значениями силы тяжести показана разностной кривой. Эта кривая имеет период около 60 миль. Такие длиннопериодные аномалии связаны, видимо, с изменением мощности литосферы [Гайнанов, 1978].

По разностной аномалии рассчитана глубина подошвы литосферы под разломом Атлантис при разности плотностей между литосферой и астеносферой 0,5 г/см^3. Полученные глубины достаточно хорошо совпадают с теоретическими, вычисленными по известной формуле Сорохтина [1974]. Наибольшие изменения глубины подошвы литосферы наблюдаются при переходе через выделенные разломы. Под южной депрессией изменение мощности литосферы не отмечено, что подтверждает выводы о нетрансформной природе этой депрессии.

3. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

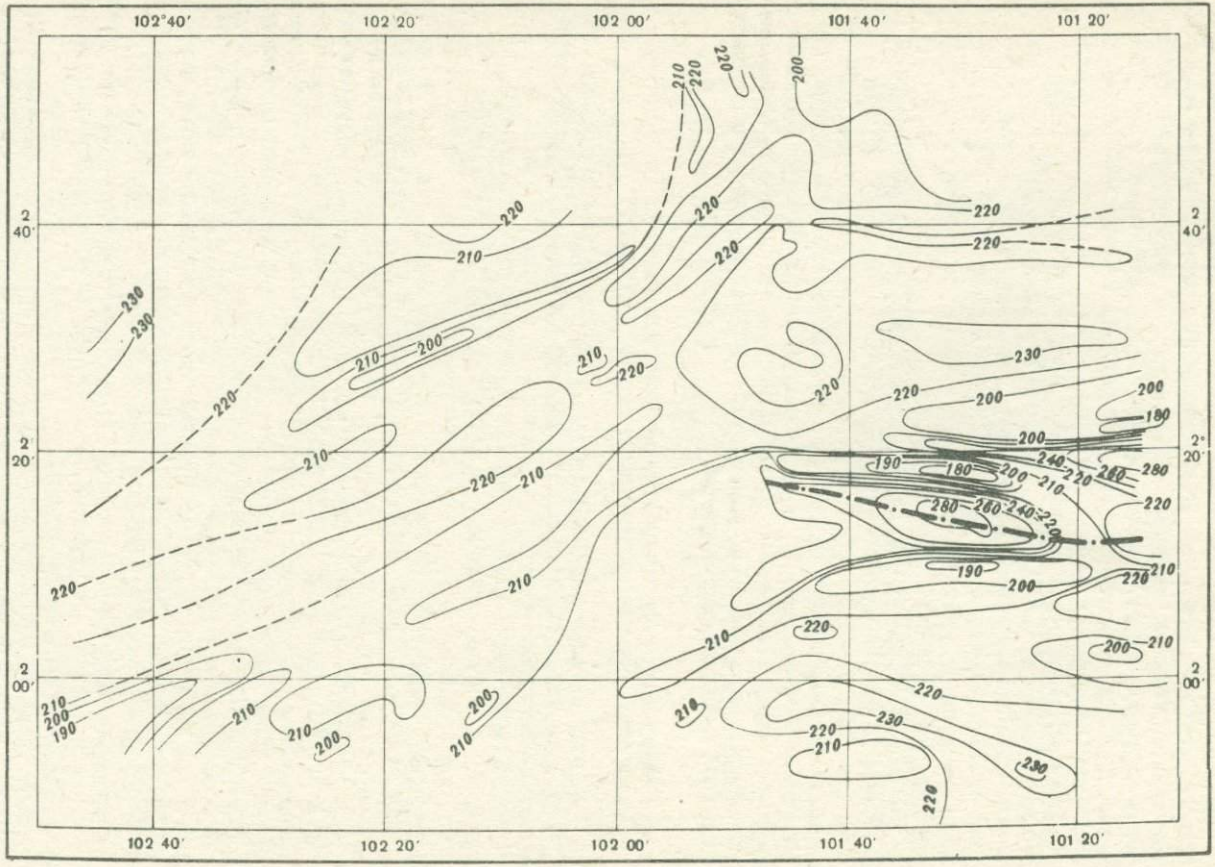
Гравиметрические исследования были выполнены на трех полигонах: в районе впадины Хесса, в зоне разломов Элтанин и в районе разлома Академика Курчатова.

На полигоне III в районе впадины Хесса измерения силы тяжести выполнены на галсах, продолжительность которых не превышала 1 ч. Общая протяженность таких галсов составила 690 миль. Можно отметить следующие основные особенности гравитационного поля этого района.

На фоне небольших положительных аномалий в свободном воздухе, типичных для океанских котловин, здесь наблюдаются резкие отрицательные аномалии непосредственно над впадиной Хесса. Аномалии силы тяжести в примыкающих к впадине районах имеют преимущественно субширотное простирание и характеризуются крупными горизонтальными градиентами, типичными для рифтовых зон. Величина аномалий Буге над впадиной Хесса невелика (280 мГал), по бортам впадины видны крупные горизонтальные градиенты, достигающие 40 мГал/км (рис. 4.5). Такой характер гравитационного поля типичен для рифтовых зон, в которых верхняя мантия Земли имеет пониженную плотность.

В западной части полигона аномалии Буге величиной 200, 220 мГал показывают возможность наличия здесь глубинной структуры юго-западного простирания, не отраженной в рельефе и очень слабо выраженной в аномалиях в свободном воздухе.

Для западной части Галапагосской рифтовой зоны, области сочленения ее с ВТП, совместно с А.М. Городницким и Т.П. Федоровой была выполнена оценка мощности литосферы. Молодой Галапагосский рифт рассекает здесь литосферу большего возраста. Как показали оценки, мощность литосферы в осевой части рифта составляет примерно 8 км. К югу и к северу от рифтовой долины мощность литосферы быстро увеличива-


102°40′
102 20′
102 00′
101 40′
101 20′
2 40′
2 20′
2 00′
102 40′
102 20′
102 00′
101 40′
101 20′

ется до 10–12 км [Городницкий, Корякин, 1981]. Глубина нижней границы литосферы вычислялась по формуле притяжения вертикального цилиндра бесконечного радиуса:

$$\Delta g = 2\pi f \sigma (h_2 - h_1).$$

Глубина h_1 определялась по магнитным данным как глубина верхней кромки намагниченного тела, а затем вычислялась глубина h_2, которая и принималась за глубину нижней границы литосферы.

В районе разлома Хизена в зоне разломов Элтанин (полигон IV) простирание изоаномал северо-западное, т.е. совпадает с простиранием разлома. Аномалии Буге здесь также нельзя назвать очень крупными. Для океанских котловин с глубинами 5000–6000 м характерны аномалии Буге величиной 380–400 мГал. Здесь же максимальное значение над ущельем разлома равно 320 мГал (рис. 4.6, см. вкл.). Горизонтальные градиенты здесь меньше, чем в районе впадины Хесса: на северном склоне разлома горизонтальный градиент равен 9,6 мГал/км, на южном склоне – 22,0 мГал/км. В связи с этим можно предположить, что разлом Хизена проходит в сравнительно мощной коре. К сожалению, на этом полигоне из-за штормовой погоды не оказалось возможным выполнить ГСЗ. Поэтому вопрос о мощности земной коры в данном районе и о ее строении пока остается нерешенным, тем более, что драгирование южного склона разлома показало довольно сложный разрез: океанские базальты оказались здесь перекрытыми сверху известняками мелового возраста, а снизу под ними обнаружены метаморфические сланцы (см. гл. 10).

Измерения силы тяжести на полигоне в районе разлома Академика Курчатова (полигон V) оказались менее качественными, чем на других полигонах. Это было вызвано следующими причинами. Во-первых, в течение долгого времени не представлялось возможным выполнить опорные наблюдения в порту (более 40 сут). Поэтому перестройку диапазона гравиметра ГМН приходилось делать не на опорном пункте, а в море. Во-вторых, при измерениях силы тяжести на галсах, секущих крутые склоны и глубокие ущелья разломов, цифропечающее устойство ГМН недостаточно надежно регистрирует быстро меняющиеся отсчеты гравиметра, вследствие чего точность показаний этого гравиметра заметно снижается. У гравиметра МАГИСТР сглаженные значения выводятся на перфоленту и, кроме того, он не нуждается в перестройке диапазона. Поэтому на полигоне V обрабатывались только данные этого прибора.

Аномальное гравитационное поле в районе разлома Академика Курчатова характеризуется резкими перепадами как аномалий в свободном воздухе, так и аномалий Буге. Аномалии в свободном воздухе изменяются здесь от 150 до – 120 мГал. Аномалии Буге над ущельем разлома достигают значений 350 мГал. Для глубин, превышающих 6500 м, эту величину также нельзя назвать очень большой.

В заключение следует отметить, что во время маршрутных измерений в аномалиях силы тяжести явно отразились такие крупные геоморфологические структуры, как материковый склон Центральной Америки (резкий перепад от положительных аномалий к отрицательным), хребет Кокос (аномалии в свободном воздухе более 50 мГал), Перуанско-Чилийский желоб (отрицательные аномалии до – 120 мГал), хребет в Чилийской зоне разломов и другие более мелкие геоморфологические особенности дна.

Рис. 4.5. Схема аномалий Буге в районе впадины Хесса
Штрихпунктирная линия – ось разлома

ГЛАВА 5

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Геотермическое изучение трансформных разломов и рифтов дна Мирового океана имеет особое значение для выяснения основных особенностей распределения теплового потока, структуры геоэнергетического баланса и природы движущего механизма развития тектоносферы, поскольку именно эти структурные элементы определяют геотектонический план областей с земной корой океанского типа. Если рифтовые зоны срединно-океанских хребтов изучены в геотермическом отношении удовлетворительно, то специальное изучение теплового поля в зонах трансформных разломов фактически только начинается. В частности, оконтурена область высоких тепловых потоков в Экваториальной Атлантике, правда, без привязки к конкретным разломам [Langseth, Herzen, 1971]. Аномально высокие тепловые потоки обнаружены в зонах разломов Атлантис (1969 г., 6-й рейс нис "Академик Курчатов") [Попова и др., 1974], Гиббс (1975 г., 20-й рейс нис "Академик Курчатов") [Савостин, Лангсет, 1977; Попова, Савостин, 1979], Вима [Herzen et al., 1970; Herman et al., 1977].

При объяснении этих аномалий необходимо проанализировать следующие факторы.

1. Пространственное распределение теплового потока в пределах активных (расположенных между осями рифта) участков трансформных разломов, их продолжениях от рифтовых зон к периферии и на прилегающих участках плит.

2. Искажения теплового потока за счет влияния сложных форм рельефа дна, взаимоотношений осадков и фундамента, а также влияния осадконакопления, скорость которого в ряде разломов очень высока.

3. Значение тепла трения при движении по разломам.

4. Конвективный вынос тепла.

5. Латеральный тепловой поток от участков раздвигающихся плит за счет того, что блоки, ограничивающие разлом, имеют разный возраст по ту и другую сторону от оси разлома и, как следствие, различную граничную температуру.

Некоторые из этих вопросов будут рассмотрены на основе результатов измерений теплового потока, проведенных на советских нис в Атлантическом (разломы Атлантис и Гиббс) и Тихом (разломы Элтанин, Агассиц и Хесса) океанах с привлечением детальных геотермических данных по разломам 43° с.ш. [Foster et al., 1974] и Вима [Herzen et al., 1970; Herman et al., 1977] в Атлантике.

Разлом Гиббса. Распределение теплового потока в разломе изучалось в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1975 г. [Савостин, Лангсет, 1977; Попова, Савостин, 1979].

Зона разломов Гиббса (рис. 5.1) включает два крупных желоба, разделенных хребтом шириной до 30 км. Наиболее резко зона разломов выражена в активной части, т.е. между осями Срединно-Атлантического хребта. Северный желоб представляет собой узкую прямолинейную депрессию, ширина которой в верхней части достигает 10—20 км, в нижней части (по днищу) — 2—5 км. С обоих концов рифтовой зоны северный желоб ограничен уступами. Южный желоб немного шире: порядка 20—30 км в верхней части. Мощность осадков, главным образом турбидитов, составляет в желобах 500—700 м; скорость осадконакопления — 2,5 мм/год [Блажчишин, Лукашина, 1977; Ильин, 1976]. Вне активного

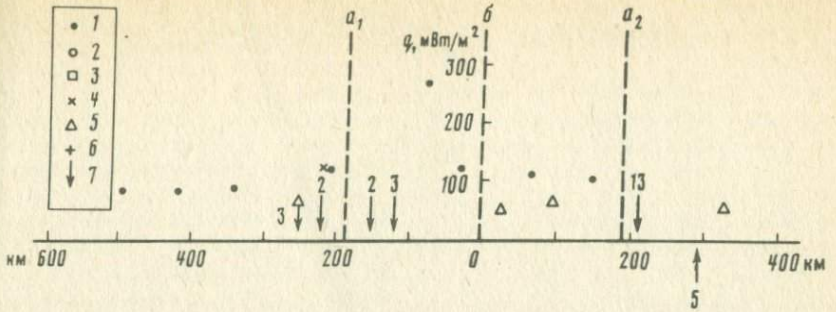


Рис. 5.1. Распределение теплового потока в зоне разлома Гиббс вкрест оси Срединно-Атлантического хребта

a_1 и a_2 — положение осей САХ; *б* — центр активной части разлома; *1—6* — значения теплового потока (*1* — в основном разломе, *2* — в приразломной зоне, *3* — в других депрессиях разлома, *4* — на северном и *5* — на южном блоках разлома, *6* — на широтных приразломных хребтах); *7* — положение идентифицированных магнитных аномалий и их номер, по Карасику и др. [1981] (выше оси абсцисс — на северном блоке, ниже — на южном)

участка зона разломов Гиббса меняет простирание и выражена менее четко. На востоке желоба расширяются и проявляются в виде линейных зон дробления и серии уступов в рельефе. На западе двойной желоб отчетливо прослеживается примерно на протяжении 150 км, далее идет довольно широкая впадина с гребнем посередине.

В северном желобе в активном участке разлома выполнено пять измерений. Среднее значение теплового потока по ним составляет 150 ± ± 70 мВт/м². Максимальная величина — 275 мВт/м² — получена примерно в 100 км к востоку от хребта Рейкьянес. К западу от активного участка в северном желобе выполнено три измерения теплового потока. Среднее значение по ним равно 93 ± 8 мВт/м². На гребне, разделяющем две депрессии, получены два повышенных значения теплового потока — 54 и 69 мВт/м². В южном желобе тепловой поток измерен за пределами активного участка: восточнее — 55, а западнее — 70 мВт/м².

Разлом 43° с.ш., выделенный по батиметрическим, сейсмическим и другим геолого-геофизическим данным, имеет северо-западное простирание (115°) и разделяет два разнородных блока срединного хребта [Hyndman, Rankin, 1972; Foster et al., 1974]. Смещение осевой зоны по разлому составляет примерно 30 км. Южнее разлома 43° хребтовый блок характеризуется относительно низким тепловым потоком (27, 28 и 38 мВт/м²), наличием базальтов, симметричными магнитными аномалиями и хорошо развитой рифтовой долиной. В северном же блоке тепловой поток высок, драгированы серпентинизированные перидотиты, магнитные аномалии асимметричны и имеют низкую амплитуду, а рельеф по сравнению с южным блоком расчленен более резко [Foster et al., 1974].

Тепловой поток вблизи 43° с.ш. изменяется от 23 до 301 мВт/м². Его среднее значение в полосе ± 100 км от оси хребта по девяти измерениям равно 123 ± 37 мВт/м², а на 45—46° с.ш. среднее значение в такой же полосе по 11 измерениям равно 77±17 мВт/м². Наиболее высокие значения теплового потока зафиксированы в пределах трансформного разлома 43° с.ш. Среднее значение составляет 202 ± 78 мВт/м².

Различие теплового потока на 43° с.ш. и 45—46° с.ш. хорошо отража-

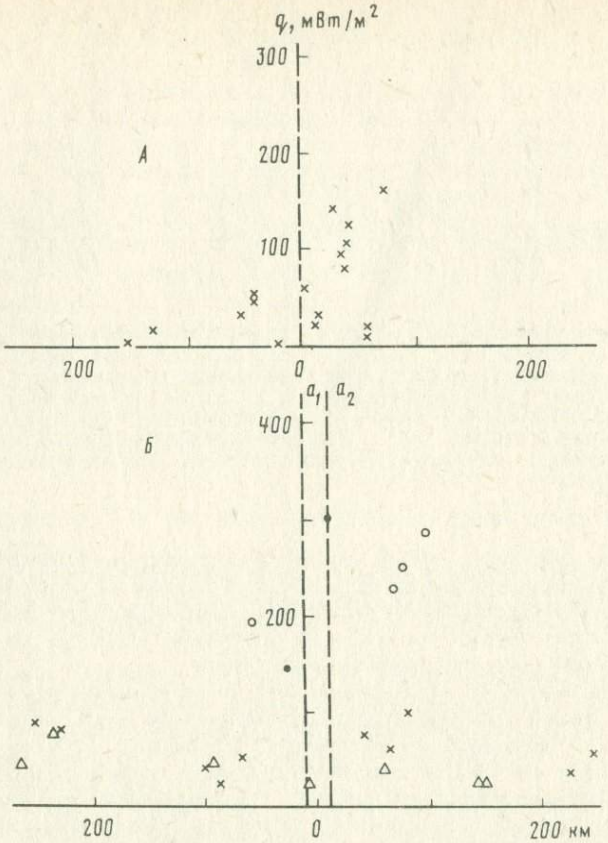


Рис. 5.2. Распределение теплового потока в зоне разломов 43° (*Б*) и 45–46° с.ш. (*А*) Обозначения те же, что на рис. 5.1

ется на графиках, построенных вкрест простирания Срединно-Атлантического хребта (рис. 5.2). Между 45 и 46° с.ш. низкие значения теплового потока (менее 50 мВт/м^2) измерены на расстоянии 20–30 км к западу и востоку от оси рифта. Максимум теплового потока (65–141 мВт/м^2) приходится на интервал 30–40 км к востоку от оси. По обе стороны от оси на расстоянии 50–100 км снова зафиксированы минимальные значения (4–15 мВт/м^2). Среднее значение в полосе 0–100 км слева от оси составляет 32 ± 17 мВт/м^2 (4 измерения), справа – 77 ± ± 17 мВт/м^2 (11 измерений). В районе 43° с.ш. тепловой поток также асимметричен относительно оси. Здесь выделяются зоны минимумов и максимумов, причем зоны минимумов в полосе ± 100 км расположены примерно на одинаковых расстояниях от оси *а* (см. рис. 5.2). Средние значения в полосе 0–100 км слева и справа от оси составляют соответственно 88 ± 30 и 123 ± 37 мВт/м^2. В совокупности с данными по разломам 45–46° с.ш. получим среднее к западу от оси – 66 ± 20 и к востоку – 106 ± 18 мВт/м^2 [Foster et al., 1974]. Эта асимметрия, по мнению Фостера, скорее всего обусловлена неадекватностью выборок, хотя не исключена ее связь с различной скоростью расширения дна на запад-

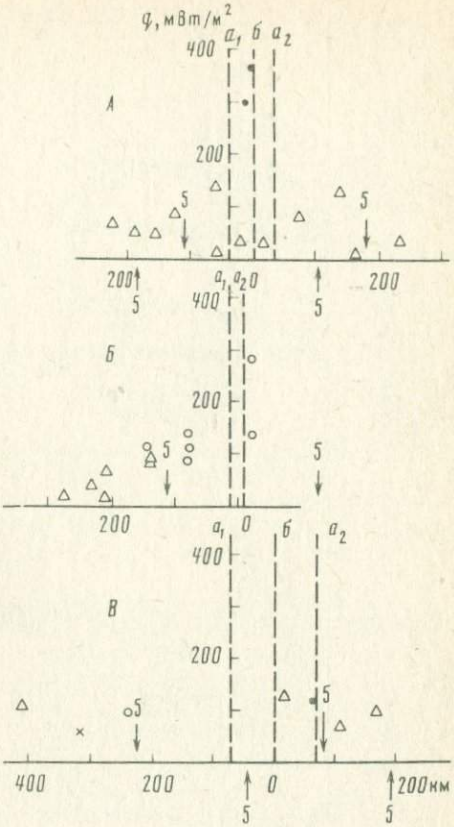


Рис. 5.3. Распределение теплового потока в зоне разломов: Атлантис (*А*), 26° с.ш. (*Б*), Кейн (*В*)
Обозначения те же, что на рис. 5.1

ном (1,28 см/год) и восточном (1,10 см/год) флангах Срединного хребта в районе 45° с.ш. [Аументо и др., 1973].

Как показывают расчеты, осадконакопление в зоне разломов 43° с.ш. не окажет существенного влияния на тепловой поток, поскольку его скорость составляет лишь 0,013–0,027 мм/год в течение последних 200–300 тыс. лет [Foster et al., 1974].

Зоны разломов Кейн, 26° с.ш., Атлантис. Разлом Атлантис в своей активной части представляет собой желоб, дно которого образует цепь котловин с плоским днищем, имеющих глубины 5250–4980 м; ось хребта по разлому смещена на 67 км. Ширина днища котловин составляет 2–4 км. На востоке, в районе сочленения с рифтовой долиной, желоб оканчивается порогом и далее разлом прослеживается в виде поперечных уступов, гряд и ложбин [Удинцев и др., 1973]. На западе дно желоба также имеет порог. К северу от разлома рифтовая долина выражена очень четко, причем дно ее непосредственно сочленяется с дном разлома. К югу от разлома на вогнутом дне рифтовой долины прослеживаются отдельные гребни высотой 100–200 м. Расположенные с обеих сторон от рифтовой долины фрагменты хребта имеют четко выраженное блоково-грядовое строение, ширина отдельных блоков 8–12 км. С северного борта разлома были драгированы ультраосновные породы.

Характер распределения теплового потока для трех участков этой зоны показан на рис. 5.3. Видно принципиальное различие в распределении теплового потока в осевой зоне, где измерены максимальные значения, и на флангах рифтовой зоны, где получены довольно стабильные низкие величины. В активном участке тепловой поток аномально высок (300 и 360 мВт/м²) [Попова и др., 1974].

Зона трансформного разлома Атлантис на удалении 600 км от оси Срединно-Атлантического хребта изучалась в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов". Здесь разлом выражен в виде двух депрессий субширотного простирания. Северная депрессия прослеживается через весь полигон, а южная ограничена по простиранию и замыкается уже в пределах полигона работ (рис. 5.4). По данным магнитных измерений установлено, что именно в северной депрессии происходит смещение линейной аномалии 24

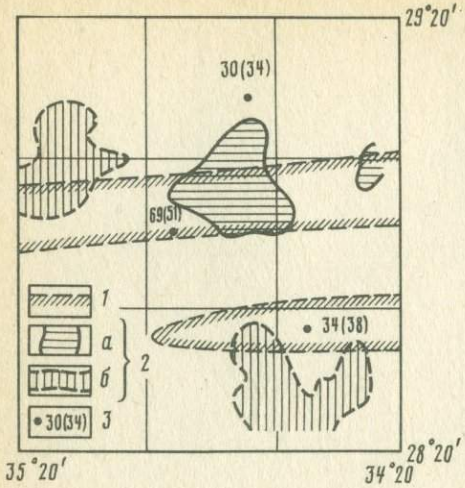
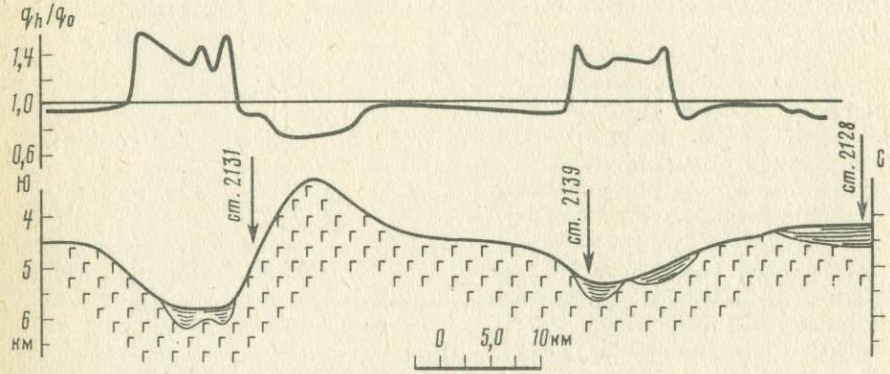


Рис. 5.4. Схема корреляции геоморфологических и геофизических данных в пассивной зоне разлома Атлантис

1 — границы депрессий в рельефе дна; *2* — магнитные аномалии: *а* — положительные (более 100 нТл), *б* — отрицательные (менее —100 нТл); *3* — значения наблюденного теплового потока в мккал/(см² · с) (в скобках — в мВт/м²)

Рис. 5.5. Искажение глубинного теплового потока q_0 в разломе Атлантис

Стрелки указывают расположение станций измерения теплового потока q_h



[Городницкий и др., 1978]. Тепловой поток в пассивной части разлома Атлантис был измерен в трех точках: в южной и северной депрессиях, а также вне зоны разлома. Для оценки влияния рельефа дна и контрастной теплопроводности донных илов и пород третьего слоя океанской коры (габброидов, серпентинизированных перидотитов) было проведено аналоговое моделирование (рис. 5.5). Полученные результаты отражают суммарное влияние рельефа и контрастной теплопроводности. Наибольшие искажения глубинного теплового потока приурочены к краевым частям осадочных линз и достигают 40–52%. Глубинный тепловой поток в южной депрессии занижается на 25%. По наблюденным значениям был рассчитан глубинный тепловой поток. В северной депрессии он составляет 51 мВт/м², в южной — 38 мВт/м², вне зоны разлома — 34 мВт/м² [Хуторской, 1982].

Разлом Кейн состоит из основного желоба, имеющего продолжение на флангах хребта и в глубоководных котловинах. По разлому происходит сдвиг осей хребта на 140 км. В пределах разлома и вблизи него имеются две станции теплового потока, расположенные достаточно далеко от оси (см. рис. 5.3). Несмотря на это значения теплового потока существенно повышены и близки по величине (100 и 117 мВт/м²). К югу от

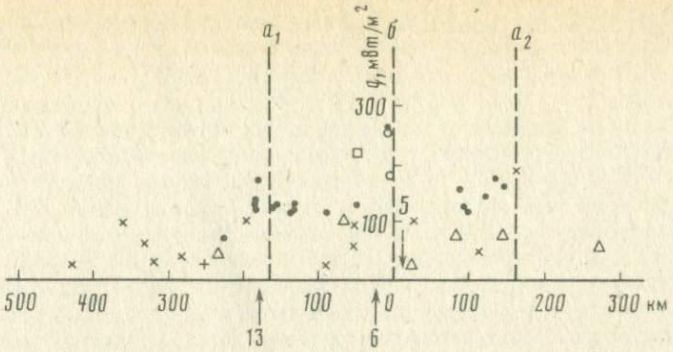


Рис. 5.6. Распределение теплового потока в зоне разлома Вима
Обозначения те же, что на рис. 5.1

разлома Кейн на расстоянии 135 км от оси хребта в скв. 396 глубоководного бурения измеренный тепловой поток составляет 23 мВт/м^2.

Зона разлома Вима. Геологическое строение, распределение эпицентров землетрясений и типов драгированных пород, тепловое поле разломов Вима изучены достаточно хорошо [Bonatti, Honnorez, 1976; Herzen et al., 1970; Langseth, Hobart, 1974].

Зону разломов Вима можно представить как чередование горных массивов (хребтовых блоков) и широтных разломов, по которым происходит сдвиг рифтовой оси отдельных блоков. Величина смещения вдоль 11° с.ш. по основному разлому составляет 325 км, ширина его 10–20 км, глубина 5 км. Дно ущелья заполнено осадками, содержащими плейстоценовые турбидиты мощностью до 1 км [Ильин, 1976]. К югу от него располагается несколько широтных депрессий меньшей мощности. Как видно из рис. 5.6, распределение теплового потока в широтных депрессиях и на хребтовых блоках носит принципиально различный характер. Хребтовые блоки имеют типичное для срединных хребтов распределение теплового потока, т.е. довольно неоднородную картину. Это говорит о наличии здесь современного вулканизма и связанных с ним гидротермальных систем. Интервал измеренных величин от 9 до 100 мВт/м^2. Средние же значения измеренного теплового потока для северного и южного блоков соответственно равны 59 ± 31 мВт/м^2 (11 измерений) и 51 ± ± 32 мВт/м^2 (7 измерений). Широтные депрессии отличаются относительно стабильными и аномально высокими значениями теплового потока (112–260 мВт/м^2). Среднее значение теплового потока для двух широтных депрессий равно 152 ± 41 мВт/м^2 (22 измерения). По скважинам, пробуренным в этой зоне, установлена скорость осадконакопления. Она составляет 7 мм/год. Учитывая влияние эффекта седиментации на тепловое поле, по разработанной методике оценен глубинный тепловой поток в зоне разломов — 250 мВт/м^2.

Зона разломов Элтанин (разлом Хизена). Морфологически разломная зона представляет собой узкий трог, вытянутый в субширотном направлении почти на 2000 км. Южный блок приподнят по отношению к северному на 3000 м и трассируется цепочкой подводных гор. На южном склоне глубина океана изменяется от 660 до 6000 м. Разрез океанской коры представлен сверху вниз базальтами, долеритами и габбро — породами второго и третьего слоев, на глубинах 3900–4050 м встречены ультраосновные породы (гарцбургиты и лерцолиты), а под ними, на глу-

бинах 5200–5640 м, – амфиболитовые сланцы [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. Смещение по разлому оси ВТП превышает 1000 км.

Тепловой поток в зоне разлома измерялся в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" на двух станциях. Первое измерение проведено на глубине 5640 м, где получено значение теплового потока, равное 253 мВт/м^2. Станция расположена на дне трога, угол наклона южного борта разлома составляет примерно 35°, поэтому в данном случае следует учитывать влияние рельефа дна. Исправленный тепловой поток равен 166 мВт/м^2. Второе измерение проведено на абиссальной равнине на глубине 3280 м, величина теплового потока равна 104 мВт/м^2. Влияние рельефа дна для этой станции несущественно. Таким образом, активная часть разломной зоны Элтанин характеризуется высоким тепловым потоком – 135 мВт/м^2.

Впадина Хесса (Галапагосская рифтовая зона). Впадина Хесса расположена в 60 км к востоку от гребня ВТП и является как бы замыканием клиновидной Галапагосской рифтовой зоны, протягивающейся по параллели 2° с.ш. Глубина впадины превышает 5 км, крутизна южного и северного бортов достигает 20° [Живаго, 1979]. Геологический разрез северного борта впадины, изученный в результате драгирований, состоит из пиллоу-лав толеитовых базальтов. Мощность этой толщи составляет 1200 м. Ниже встречаются габбро-долериты и габбро [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. По данным НСП осадочный слой почти полностью отсутствует.

Тепловой поток в районе впадины Хесса характеризуется повышенными значениями. Западнее впадины Хесса, в зоне пересечения Галапагосского рифта и ВТП, получены значения 337 и 77 мВт/м^2. Такая неоднородность теплового потока характерна для рифтовых зон [Попова и др., 1980]. На северном борту впадины измеренный тепловой поток составляет 156, а на южном – 87 мВт/м^2.

Зона разломов Агассиц и Академика Курчатова. В пассивной части трансформного разлома Агассиц на расстояниях 1180 и 1250 км от оси ВТП измеренный тепловой поток соответственно составляет 30 и 48 мВт/м^2, а в пассивной части разлома Академика Курчатова, на удалении 1440 км от оси ВТП, он равен 10 мВт/м^2.

В табл. 5.1 сведены данные о средних значениях измеренного и фонового теплового потока в активных участках трансформных разломов. При вычислении фоновых величин принималось во внимание влияние рельефа, геометрии и контраста теплопроводности осадков и акустического фундамента, а также осадконакопление. В последнем случае скорость накопления осадков, определенная по геологическим данным, считалась постоянной, а соотношение теплопроводности осадков и акустического основания принималось равным 1:4 (отношение теплопроводности пелагических илов и основных и ультраосновных пород, слагающих стенки и дно разломов). Перечисленные факторы, детально проанализированные выше, существенно искажают тепловой поток (в основном понижают его), но сами по себе они не являются причиной возникновения аномально высоких тепловых потоков в трансформных разломах. В дальнейшем будем оперировать исправленными величинами теплового потока, т.е. его фоновыми значениями для того или иного разлома.

Как видно из таблицы, значения фонового теплового потока в активных участках трансформных разломов аномально высоки и колеблются от 135 до 330 мВт/м^2 со среднем 206 мВт/м^2 по шести разломам. Для наиболее хорошо исследованных разломов характерна высокая стабильность измеренных значений и малые коэффициенты вариации. Это позволяет сделать вывод, что конвективный вынос тепла, столь резко нарушающий тепловой поток в рифтовых зонах срединно-океанских хреб-

Таблица 5.1

Тепловой поток в активных участках трансформных разломов

Активные участки разломов	Число измерений N	Среднее значение измеренного теплового потока $\overline{q}$, мВт/м^2	Стандартное отклонение σ	Фоновое значение теплового потока $q_ф$, мВт/м^2
Гиббс	5	150	± 17	190
45–46° с.ш.	8	202	± 78	202
43° с.ш.	9	127	± 78	127
Атлантис	2	330	–	330
Вима	22	152	± 41	250
Элтанин	2	178	–	135

Примечание. $\Sigma\, q_ф^i / n = 206$.

тов, в трансформных разломах не имеет существенного значения. Действительно, большинство крупных трансформных разломов заполнены мощными (до 1 км) толщами осадков, что полностью исключает конвекцию. Даже 30–50-метровый слой осадков, как показали детальные исследования глубоководных спускаемых аппаратов в зоне гидротермальных холмов Галапагосского центра расширения [Williams et al., 1979], существенно ограничивает и делает возможной гидротермальную разгрузку только по узким каналам. Толща пелагических илов мощностью 100–200 м является практически непроницаемой для морской воды. Поэтому в осадочных толщах, заполняющих трансформные разломы, тепло передается преимущественно кондуктивным путем. Более того, в местах пересечения трансформных разломов с активными рифтами тепловой поток также является кондуктивным. Это дает объективный критерий для оценки полного выноса тепла в осевых частях рифтов.

Фоновые значения теплового потока в таких узловых, пририфтовых точках для разломов Гиббс, 43°, Атлантис, 26° и Вима составляют примерно 200, 230, 330, 270 и 250 мВт/м^2 соответственно (для разлома Вима в восточной узловой точке фоновый тепловой поток равен 250 мВт/м^2, в западной – 280 мВт/м^2). Отметим, что в разломах Гиббс и Вима тепловой поток имеет максимально высокие значения в центре активного участка (260 по двум измерениям и 380 мВт/м^2 по трем измерениям соответственно). По результатам недавних исследований центр активного участка разлома Гиббс совпадает с осью рифта (А.В. Ильин, персональное сообщение). Исходя из приведенных цифр можно считать, что тепловой поток в активных рифтах колеблется примерно от 200 до 400 мВт/м^2, причем первая цифра представляет нижнюю границу аномальных значений. При этом не исключается возможность вариаций теплового потока по простиранию срединно-океанских хребтов.

Как показали расчеты [Lachenbruch, Sass, 1980] на примере трансформного разлома Сан-Андреас, тепло тектонического трения не играет существенной роли в формировании аномалий теплового потока. Вероятно, этот вывод можно распространить на все трансформные разломы океанов. Существует еще несколько объяснений аномалий теплового потока в трансформных разломах. Первое из них было дано в работе [Langseth, Hobart, 1974], где аномалия теплового потока для разлома Вима была рассчитана как результат суперпозиции геотермических по-

лей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст в зависимости от положения осей рифтовых зон, смещенных разломом. По модельным расчетам тепловой поток в разломе Вима оказался равным 350 мВт/м^2, что довольно близко к фоновому значению, хотя и выше его. Второе объяснение предполагает, что аномально высокий тепловой поток, поступающий к подошве осадков и распространяющийся в них кондуктивно, является следствием неглубокого залегания зоны фракционного плавления мантийного вещества под разломом. Если считать, что в фундаменте тепловой поток также является кондуктивным, то глубина поверхности фракционного плавления находится в интервале 6–12 км от дна разлома.

На основании изложенного материала можно сделать следующие основные выводы.

1. Тепловой поток в активных зонах трансформных разломов, в участке сдвига между осями рифта довольно стабилен и аномально высок. Фоновые его значения для разных разломов колеблются в интервале 135–380 мВт/м^2, что, по-видимому, связано с неадекватностью выборочных совокупностей по конкретным разломам, хотя имеется вероятность изменений теплового потока по простиранию хребтов.

2. Измеренные величины тепловых потоков в трансформных разломах существенно искажены влиянием рельефа, контрастной и нерегулярной теплопроводностью и сложной геометрией осадков и акустического фундамента, а также осадконакоплением. Без их количественной оценки правильная интерпретация геотермических измерений в этих зонах практически невозможна.

3. В отличие от рифтовых зон, где преобладающую роль в теплопередаче играет конвективный вынос, передача тепла в трансформных разломах происходит преимущественно кондуктивным путем, вследствие чего фоновые значения теплового потока фиксируют полный вынос тепла от фундамента, подстилающего разлом, и ограничивающих его стенок. В узловых точках — местах пересечения трансформных разломов и осей рифтовой зоны — фоновый тепловой поток может отражать полные потери тепла в рифтовой зоне. Они составляют примерно 200–400 мВт/м^2 и хорошо согласуются с цифрами полного выноса тепла по Исландии [Кононов, Поляк, 1977].

4. Пассивные следы разломов характеризуются нормальными значениями теплового потока, близкими по величине к потокам на прилегающих участках плит. Однако здесь возможны существенные вариации величин вследствие влияния целого комплекса искажающих факторов.

5. Аномально высокие тепловые потоки в активных зонах трансформных разломов могут быть объяснены суперпозицией термических полей от стенок молодых раздвигающихся литосферных плит. Альтернативой может служить неглубокое залегание магматического очага под дном активных разломов на всем их протяжении: 6–12 км при кондуктивной теплопередаче и 15–30 км при конвективном тепломассопереносе.

ГЛАВА 6

ОСАДОЧНЫЙ ПОКРОВ И РЕЛЬЕФ ФУНДАМЕНТА В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ НСП

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗУЧЕННОСТИ РАЗЛОМОВ

Трансформные разломы, как одни из главных структурно-тектонических элементов океанской земной коры, выделяются на основании батиметрических, магнитометрических и сейсмологических данных [Wilson, 1965; Sykes, 1967; Ле Пишон и др., 1977]. Большинство геологических и геофизических исследований, в той или иной степени посвященных изучению трансформных разломов, были сосредоточены в сводовых частях срединных хребтов, где осадки имеют очень маленькую мощность и только в отдельных гигантских разломах достигают мощности в несколько сотен метров, как в разломах Вима и Гиббса в Атлантическом океане. Вероятно, именно эти обстоятельства предопределили сравнительно слабую изученность трансформных разломов с помощью НСП как советскими, так и зарубежными экспедициями.

Наиболее крупными (по объему) работами НСП в трансформных разломах является съемка разлома Меррей, выполненная Гавайским институтом геофизики в 1968/69 гг. [Malahoff, Woollard, 1971; Malahoff, Handschumacher, 1971], по ортогональной сети галсов через 20 миль на протяжении приблизительно 800 миль вдоль разлома от 126° до 139° з.д.. По литературным данным известны довольно многочисленные отдельные профили НСП, пересекающие трансформные разломы во всех океанах. Однако систематическая съемка НСП специально для исследования трансформного разлома была проведена фактически только в разломе Вима в Атлантическом океане в целях подготовки участков глубоководного бурения [Удинцев, Непрочнов, 1975; Ludwig, Rabinowitz, 1980].

Новый этап в исследованиях разломов начался в последние годы в связи с применением глубоководных буксируемых аппаратов, оснащенных высокочастотным (3,5—4 кГц) сейсмопрофилографом [Klitgord, Mudie, 1974; Mac Donald, Luyendyk, 1977; Lonsdale, 1977a]. Эти аппараты показали очень высокую эффективность при исследовании рифтовых долин и трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта по программе FAMOUS и Восточно-Тихоокеанского поднятия по программе COCOTOW и PLEIADES. Однако эти "сверхдетальные" данные о тонкой структуре осадков и рельефе поверхности базальтового фундамента получены на ограниченных площадях активных участков трансформных разломов и не охватывают их периферийные (пассивные) участки.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Непрерывное сейсмическое профилирование в его стандартной модификации (одноканальное приемное устройство, ПИ с рабочей камерой объемом 0,5—10 л, аналоговая регистрация на электрохимическую бумагу несколькими регистраторами при различных фильтрациях, скорость отработки профилей 8—12 узлов) позволяет определить в зонах разломов основные характеристики залегания осадочной толщи с разрешающей способностью 30—50 м и выделить структурно-тектонические элементы рельефа поверхности акустического (базальтового) фундамента [Ewing, Zaunere, 1964; Непрочнов, 1976; Мерклин и др., 1979]. Обычно НСП проводится на скорости судна 8—10 узлов, что ограничивает производитель-

ность комплексной геофизической съемки в океане, в особенности на нис типа "Академик Курчатов" и "Дмитрий Менделеев", которые имеют полный экономичный ход 14–15 узлов.

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" были выполнены специальные методические работы и усовершенствованы конструкции буксируемого приемного устройства и систем буксировки приемных устройств и пневмоизлучателей, которые позволили увеличить скорость проведения НСП до 14–15 узлов. На таких скоростях удалось добиться соотношения сигнал/шум, равного 15–20 дБ, для отражений от дна на глубинах 4–5 км при использовании пневмоизлучателя "Импульс" объемом 3 л [Непрочнов и др., 1979а]. Положительные результаты методических экспериментов дали возможность во второй половине рейса провести на скоростях 14–15 узлов работы НСП на всех переходах в Тихом океане, на полигоне V в разломе Академика Курчатова и на трансатлантическом профиле общим объемом более 5000 миль. Высокая помехоустойчивость системы НСП обусловила достаточно большую ее проникающую способность, достигающую 2–2,5 км в осадочной толще, что было убедительно показано на примере трансатлантического профиля в Гвинейской и Канарской котловинах [Непрочнов и др., 1979б].

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" было продолжено совершенствование как излучателя, так и приемных устройств НСП. В первую очередь увеличена мощность излучения за счет усовершенствования излучателя "Импульс". Кроме того, были внесены дополнительные изменения в конструкцию приемного канала: вдвое увеличена его чувствительность за счет применения пар последовательно соединенных пьезоприемников ПДС-7 и их подбора по электроакустическим параметрам. В итоге на скоростях 14–15 узлов было достигнуто соотношение сигнал/шум, равное 25–30 дБ, для отражения от дна в районах полигона М-23-IV и всех переходов.

Геолого-геофизические полигоны и маршруты, проводившиеся в целях изучения крупнейших разломов океанской коры, находились на различных участках океанского дна, где отсутствует сплошной осадочный покров. При этом на одних полигонах (разлом Атлантис и Императорский разлом) мощности осадков в ущельях разлома достигали 600–800 м, на других (разломы Меррей, Кларион, Академика Курчатова) – не превышали 100–200 м, а в разломе Хизена и впадине Хесса осадки практически отсутствовали или их мощность была меньше разрешающей способности применявшейся методики НСП. Поэтому пока трудно провести сравнительный анализ внутренней структуры осадочной толщи обследованных разломов. При рассмотрении материалов НСП в зонах разломов большое внимание уделено описанию волновой картины в целях выделения нарушений фундамента, а также несогласий и деформаций слоев осадочной толщи.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ НСП

Разлом Атлантис

Зона разлома Атлантис, сравнительно хорошо исследованная с помощью батиметрической и магнитометрической съемок [Heezen, Tharp, 1965; Phillips, Luyendyk, 1970; Литвин и др., 1972], оставалась длительное время практически неизученной методами НСП. Нам известны только несколько отдельных пересечений этой зоны преимущественно к востоку от оси Срединно-Атлантического хребта [Ewing et al., 1974; Aumento et al., 1977; Neprochnov et al., 1977]. В соответствии с этими материалами зона

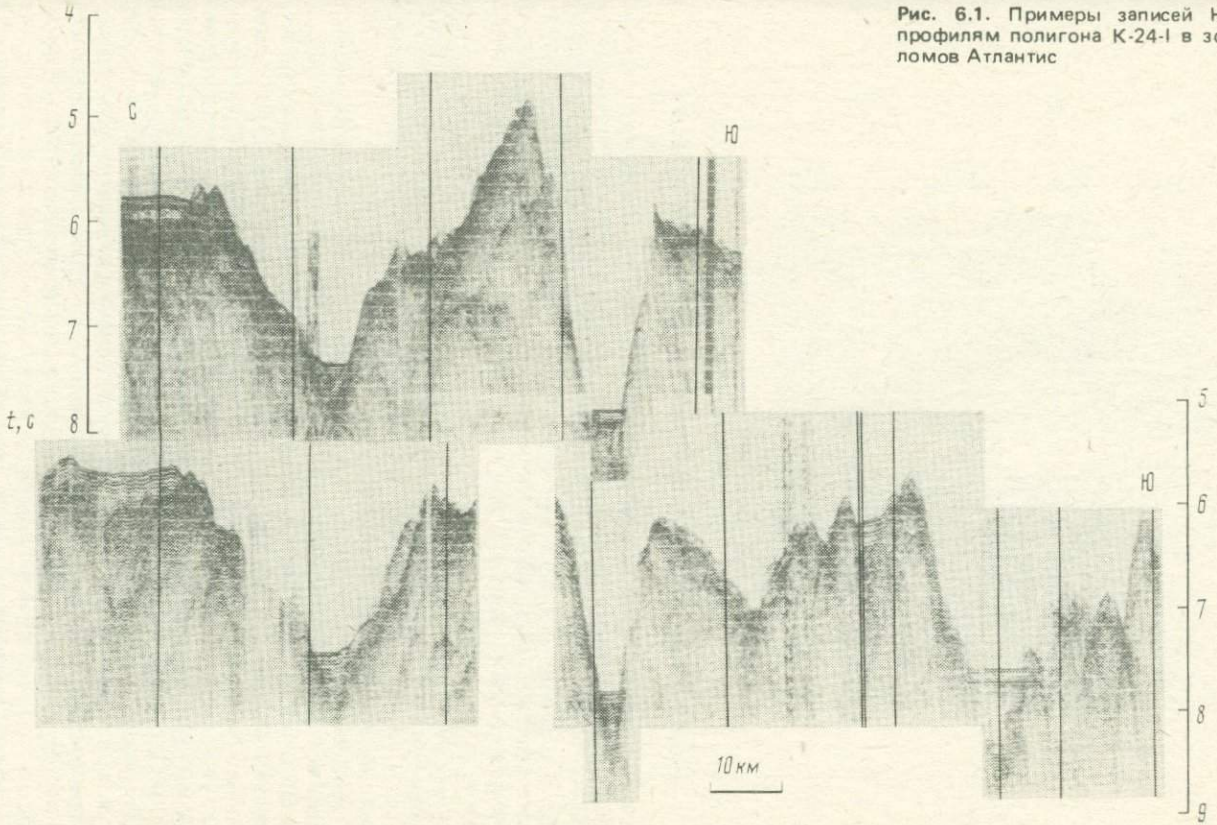


Рис. 6.1. Примеры записей НСП по профилям полигона К-24-I в зоне разломов Атлантис

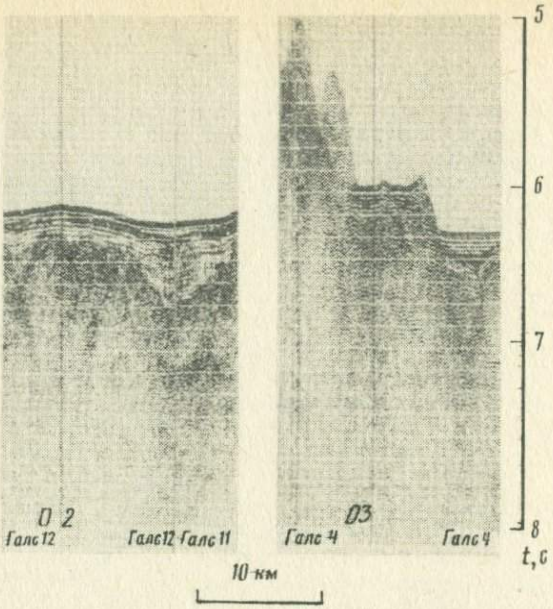


Рис. 6.2. Примеры записей НСП на северном крыле разлома Атлантис

разлома Атлантис представляется в виде цепочки однотипных хорошо коррелируемых между собой глубоких субширотных впадин, протягивающихся на расстояние более 2000 км (от 30 до 48° з.д.). Отмечалось, что уже в нескольких десятках километров от свода Срединно-Атлантического хребта ущелье разлома заполнено почти горизонтально залегающими пелагическими осадками, мощность которых увеличивается по мере удаления от оси хребта.

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" на полигоне I, расположенном в пассивной части разлома Атлантис к востоку от Срединно-Атлантического хребта, была отработана сетка из 23 профилей НСП общей протяженностью около 580 миль на площади 1° × 1° (см. рис. 1.2, *а*).

В пределах полигона разлом Атлантис представлен двумя линейными впадинами (ущельями): основной в северной части и дополнительной в юго-восточной части полигона. Максимальные мощности осадков наблюдаются в осевых частях этих впадин, где они достигают 500–800 м. Осадочная толща здесь имеет трехслойное строение: верхний тонкий акустически прозрачный слой мощностью не более 30–50 м, средний сильностратифицированный слой мощностью 100–200 м и нижний акустически прозрачный или слабостратифицированный слой, четко выделяемый только на участках с максимальной мощностью осадочного разреза. Характерной особенностью залегания осадочных отложений разлома Атлантис является их горизонтальная поверхность, определяемая положением только самого верхнего слоя, тогда как подстилающий его стратифицированный слой деформирован.

На крутых склонах ущелий осадки отсутствуют или их мощность мала (не превышает 10–30 м) и они не выделяются на записях НСП. В пользу последнего предположения свидетельствуют драгирования, при которых со склонов основного ущелья подняты глубоководные глины (см. гл.8).

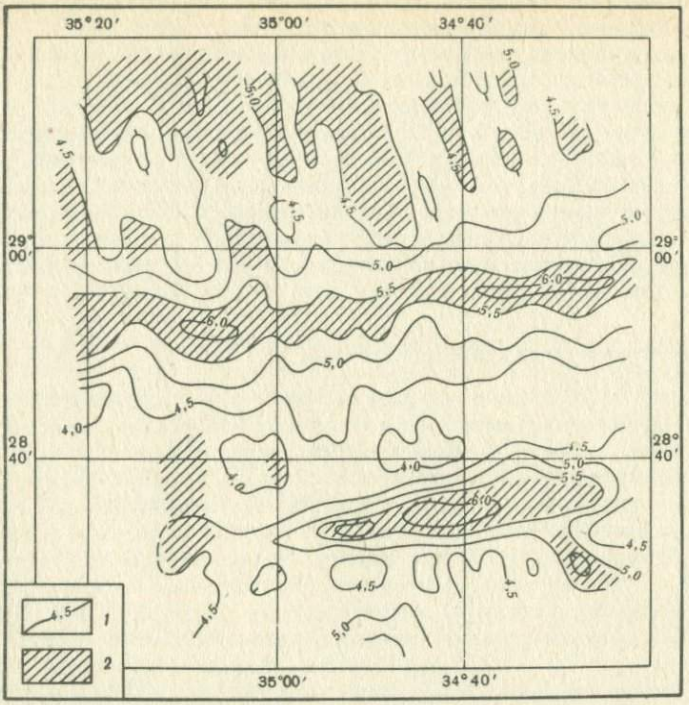


Рис. 6.3. Карта рельефа акустического фундамента по полигону К-24-I (зона разломов Атлантис)

1 — изобаты поверхности фундамента, км; *2* — области распространения осадочного покрова

Наиболее пологие участки и отдельные уступы в их пределах покрыты стратифицированными осадками мощностью 30—50 м, а в нижней части северного склона основного ущелья разлома обнаружен типичный оползень (рис. 6.1). На северном крыле разлома осадки мощностью 100—400 м заполняют впадины между грядами фундамента, а на южном крыле местами тонким покровом (менее 50—100 м) облекают поверхность фундамента (см. рис. 6.1). По сравнению с ущельями разлома осадочная толща на крыльях более стратифицирована, особенно в нижней части разреза. На северо-западном участке полигона хорошо видны деформации осадочных слоев (рис. 6.2).

В результате обработки данных НСП по полигону I построена карта рельефа поверхности акустического (базальтового) фундамента (рис. 6.3). Анализ материалов позволил выявить некоторые особенности морфологии фундамента и тектоники зоны разлома Атлантис. Основное ущелье разлома, пересекающее весь полигон в широтном направлении, представляет собой сложно построенную впадину с относительной глубиной 1—1,5 км и максимальным перепадом глубин по рельефу фундамента до 2 км. Ширина впадины по верхним кромкам ее бортов меняется от 20 до 30 км; склоны ущелья средней крутизной менее 10° часто осложнены уступами, крутизна стенок может достигать 15—20°. Склоны южного ущелья, напротив, сравнительно гладкие и имеют значительную среднюю крутизну (примерно 20°). Следует отметить, что южные склоны обоих ущелий в сред-

нем несколько круче северных, чем отражают общую тенденцию в структуре этой части разлома Атлантис (см. рис. 6.1).

В пределах полигона наряду с двумя крупными разломными депрессиями субширотного простирания обнаружены субмеридиональные разломы меньшего масштаба, которые заметно осложняют морфологию основной депрессии (см. рис. 6.3). Поперечная раздробленность наиболее четко выражена на северном фланге полигона, где субмеридиональные разломы образуют последовательность приподнятых и опущенных блоков с амплитудой относительных вертикальных перемещений 300–500 м (см. рис. 6.1 и 6.2). Среди них выделяется протяженная зона дробления фундамента и деформаций осадочного покрова, протягивающаяся приблизительно вдоль 35° з.д.

Разлом Хизена (зона разломов Элтанин)

Зона разломов Элтанин изучена методом НСП достаточно хорошо, в основном учеными Ламонтской геологической обсерватории в рейсах нис "Элтанин" (США). Начиная с 1965 г., когда на борту этого судна был установлен комплекс аппаратуры НСП [Ewing et al., 1968], в зоне Элтанин выполнено девять рейсов [Molnar et al., 1975]. Кроме этого, ряд профилей НСП, пересекающих зону разломов Элтанин, был отработан в рейсах нис "Вима", "Конрад", "Хадсон" и других. Однако данные НСП использовались только при описании восточного окончания зоны, почти полностью погребенного под толщей осадков [Herron, Tucholke, 1976; Tucholke, Houtz, 1976]. Бурение, выполненное на северной окраине котловины Беллинсгаузена в 1974 г. в 35-м рейсе б/с "Гломар Челленджер", одна из скважин которого (скв. 323) находится непосредственно к югу от зоны разломов Элтанин, позволило геологически проинтерпретировать эти данные [Hollister et al., 1976]. В большинстве же публикаций о зоне разломов Элтанин приводятся не данные НСП, а батиметрические профили, несущие информацию о рельефе дна, и авторы ограничиваются морфологическим анализом зоны разломов [Molnar et al., 1975]. Это, по-видимому, можно объяснить отсутствием осадков практически во всей зоне разломов Элтанин.

Морфологически зона разлом , Элтанин представляет собой несколько параллельных разломов, имеющих вид глубоких расщелин в океанской коре, которые окаймлены узкими хребтами [Живаго, 1979; Heezen et al., 1968; Molnar et al., 1975]. Крупнейшими из них являются разломы Хизена и Тарп, вдоль которых по данным магнитометрии наблюдаются правосторонние горизонтальные смещения коры амплитудой 300–400 км. Общее смещение магнитных аномалий и гребня срединно-океанского хребта по обе стороны зоны разломов Элтанин, достигает 1000 км [Herron, Tucholke, 1976]. На всем своем протяжении зона разломов Элтанин лежит в области почти полного отсутствия осадочной толщи в соответствии с циркумконтинентальной и климатической зональностями осадкообразования в южной части Тихого океана [Лисицын, 1974]. В пределах срединно-океанского поднятия узкие хребты вдоль южного края этой зоны не всегда полностью препятствуют проникновению периферийных турбидитов из котловины Беллинсгаузена в ущелья разломов, где они заполняют отдельные впадины в рельефе фундамента. Эти акустически прозрачные и слабостратифицированные осадки свидетельствуют об однородной, тонкозернистой природе периферийных турбидитов [Tucholke, 1977]. Сплошной осадочный покров в пределах зоны разломов Элтанин появляется только восточнее 110° з.д., и далее в юго-восточном направлении его мощность быстро увеличивается

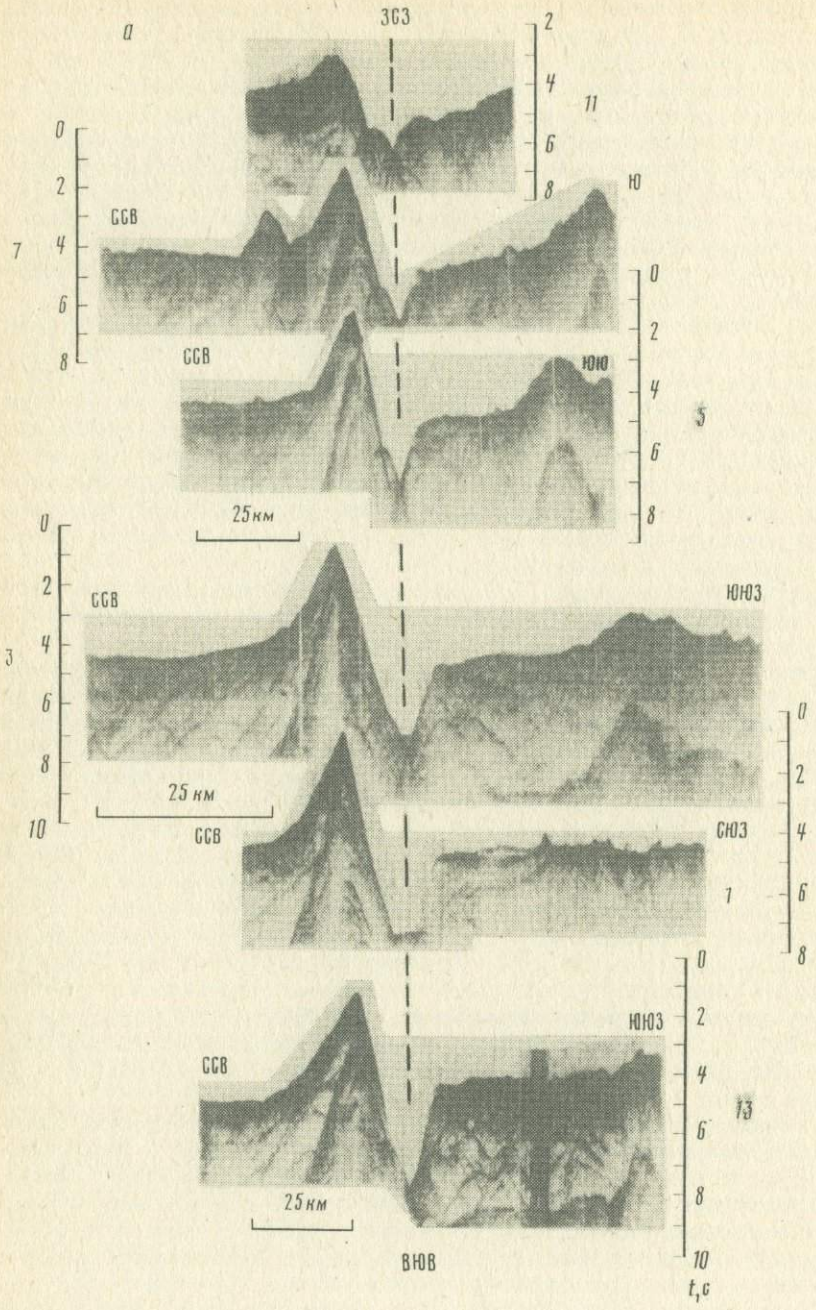
[Непрочнов и др., 1979 б; Ludwig, Houtz, 1979]. Пара заполненных осадками трогов прослеживается в котловине Беллинсгаузена до 93° з.д., определяя восточный край зоны разломов Элтанин. Мощность осадков в полосе северного разлома (Хизена) здесь превышает 1 км, а в полосе южного (Тарп) достигает 0,5 км [Tucholke, Houtz, 1976; Herron, Tucholke, 1976]. Основная масса осадков в котловине Беллинсгаузена представлена терригенным материалом (продуктом эрозии побережья Антарктиды), транспортированным и отложенным донными течениями, турбидитными потоками и ледовым разносом [Лисыцын, 1974; Ewing et al., 1969; Vanney, Johnson 1976; Tucholke, 1977]. Вскрытая в скв. 323 осадочная толща мощностью 701 м сложена терригенными илами, глинами, песками раннемиоценового-четвертичного возраста с уплотненными аргиллитами маастрихт-палеоцена в основании [Hollister et al., 1976].

Если в пределах зоны разломов Элтанин поверхность фундамента шероховатая, то восточнее ее края наблюдается исключительно гладкий акустический фундамент. По данным сейсмических зондирований с радиобуем он характеризуется скоростями 4,2–4,6 км/с, переходными между значениями в слоях 2А и 2В, и подстилается корой со скоростями 5,4–5,8 км/с [Tucholke, 1977]. Гладкий акустический фундамент может соответствовать слоям литифицированных известковых и кремнистых осадочных пород (скв. 325) или базальтовым силлам (скв. 323), которые лежат внутри осадочного заполнения трогов, маскируя шероховатую поверхность "истинного" фундамента осадков.

Работы, проведенные в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов", являются первыми советскими сейсмическими исследованиями методом НСП в зоне разломов Элтанин.

Полигон К-24-IV. Полигон расположен в сводовой части срединно-океанского поднятия, на крупнейшем в системе Элтанин разломе Хизена. В пределах этого района, выбранного на основании батиметрической съемки на участке протяженностью около 10 км, наблюдается максимальный перепад глубин дна, составляющий 5,1 км. Полигон представляет собой прямоугольник размерами приблизительно 1 × 2° с центром в точке с координатами 55° 11′ ю.ш., 125° 37′ з.д. Площадная съемка НСП выполнена на 13 ортогональных галсах общей протяженностью 595 миль, ориентированных вкрест и вдоль простирания разлома. Географическое положение полигона и схема профилей геофизической съемки показаны в гл. 1 и 2. Непрерывное сейсмопрофилирование проводилось при скорости движения судна 6 и 10 узлов. Следует отметить высокое качество полученных записей несмотря на крайне неблагоприятные гидрометеоусловия (на заключительном этапе съемки волнение моря было 7–8 баллов, а высота волн 8–10 м). В пределах полигона расположен также профиль НСП 33-го рейса нис "Элтанин", косо пересекающий разлом Хизена [Hayes et al., 1975].

Все профили НСП (рис. 6.4) показывают, что в исследуемом районе практически полностью отсутствует осадочный покров, а морфология поверхности дна определяется грядовым рельефом толеитовых базальтов спредингового хребта, формирующих второй слой океанской коры. Глубина проникновения НСП, как известно, всюду ограничена кровлей этого слоя. Почти вся энергия сейсмических волн рассеивается на неоднородностях его рельефа, особенно при обычно высоком перепаде акустических жесткостей на этой границе. Только незначительная часть энергии, сосредоточенная в области самых низких частот, проникает в океанскую кору, и в ряде случаев удается наблюдать внутрикоровые отражения при многоканальном сейсмопрофилировании методом общей глубинной точки



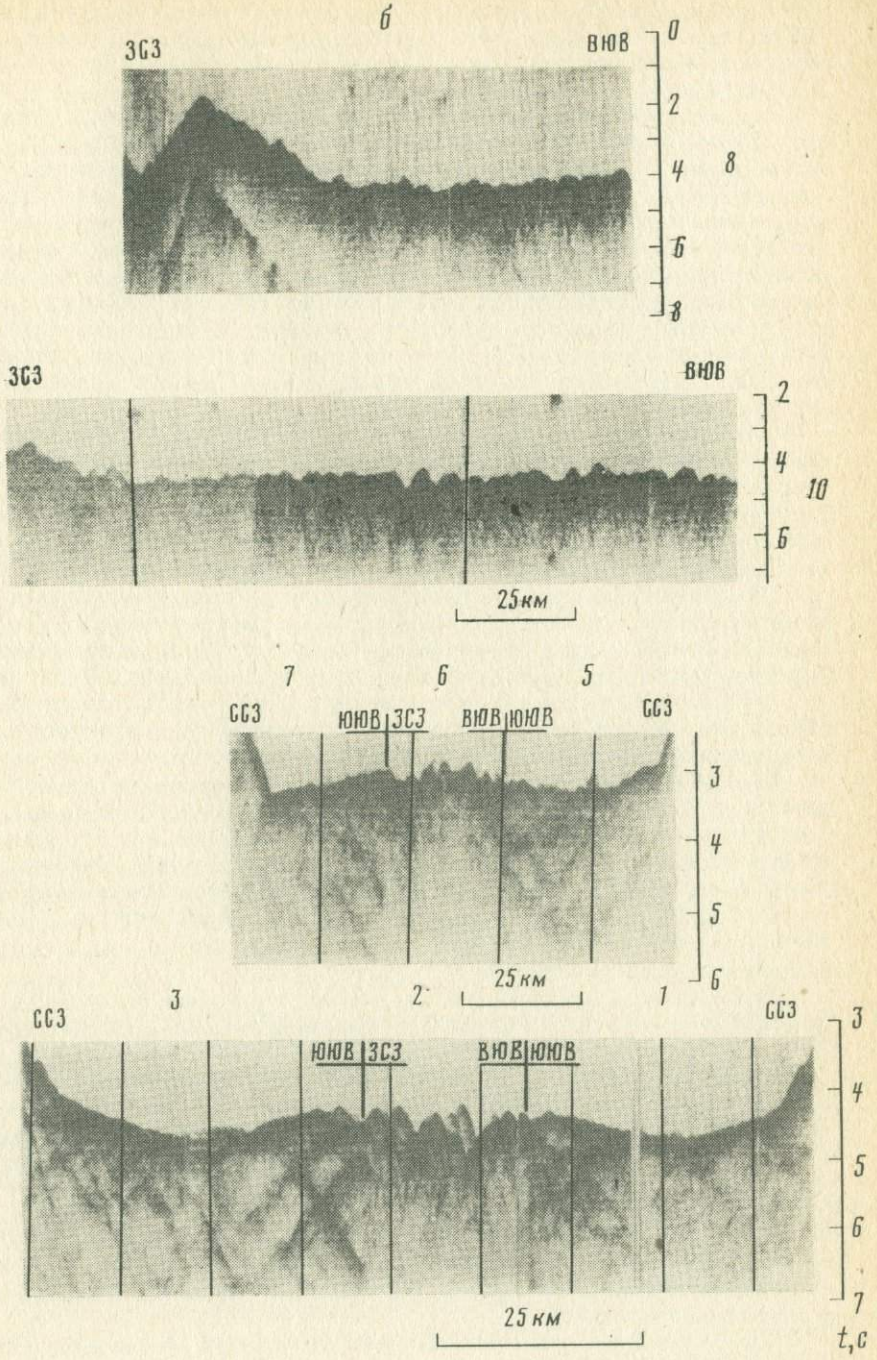


Рис. 6.4. Примеры записей НСП по профилям, перпендикулярным (*а*) и параллельным (*б*) разлому Хизена

Цифры в кружках — номера галсов

(ОГТ) в океане [Grow, Markl, 1977; Herron et al., 1978; Stoffa et al., 1980]. На участках расчлененного рельефа фундамента срединно-океанских хребтов волновое поле очень осложняется интенсивными боковыми отражениями и дифрагированными волнами.

Полученные на полигоне К-24-IV записи НСП показывают сложную волновую картину с множеством протяженных осей синфазности. На параллельных и перпендикулярных простиранию разлома галсах НСП (см. рис. 6.4, *а, б*) наблюдается резкое различие расчлененности дна. На продольных галсах, особенно в пределах южного блока, рельеф резко расчлененный с узкими грядами шириной 2–5 км и разделяющими их расщелинами глубиной 0,1–0,5 км. На поперечных галсах рельеф менее расчлененный. Это позволяет предположить грядовое строение рельефа дна в пределах полигона с перпендикулярным разлому простиранием линейных гряд. Данные магнитометрии, как следует из карты изодинам (см. гл. 3, рис. 3.6), подтверждают подобные выводы о простирании основных структур фундамента.

Важнейшим результатом НСП на полигоне следует считать выявление закономерного изменения волновой картины, наблюдаемой на ортогональных галсах съемки в пределах срединно-океанского поднятия (см. рис. 6.4, *б*). При нормальном сечении описанных выше гряд рельефа на записях НСП наблюдаются многочисленные гиперболические оси синфазности дифрагированных волн, отраженных от неоднородностей поверхности дна. На субпараллельных грядовому рельефу галсах ниже менее расчлененной поверхности дна видны субгоризонтальные и слабо наклонные оси синфазности боковых отражений от склонов гряд. Наконец, в случае косого пересечения гряд на неортогональных грядовому рельефу галсах наблюдается четкая сетка взаимно пересекающихся осей синфазности этих боковых отражений, что создает "ячеистую" структуру волнового поля. При интерпретации данных НСП (или МОВ–ОГТ) в некоторых случаях они могут быть ложно выделены как внутрикоровые отражения. Учитывая наблюдаемый характер волнового поля, можно предположить, что внутрикоровые отражения могут быть достоверно получены только по профилям, ортогональным грядовому рельефу океанского базальтового фундамента. Для анализа поля регистрируемых волн в таких районах нужны площадные системы наблюдений. Ортогональная сетка профилей НСП на полигоне К-24-IV позволила объективно сформулировать необходимые условия для решения подобной задачи.

Другой характерной особенностью рельефа в пределах полигона является уступ на южном склоне разлома, в основании окаймляющего его хребта. Этот уступ отчетливо наблюдается на пяти из шести поперечных профилей НСП (см. рис. 6.4, *а*). По всем признакам это, по-видимому, блок или, скорее, блоки коренных пород, которые откололись от сводовой части хребта и по крутому склону сползли вниз на дно впадины разлома, формируя ее профиль. Некоторая его изменчивость вдоль простирания разлома может быть следствием относительной разновозрастности этих оползневых блоков. Выделение таких оползневых блоков, а также ряда отдельных менее ярко выраженных уступов на северном склоне разлома, которые, вероятно, маркируют ступенчатые сбросы, позволяет говорить о проявлении неотектонической активности и объяснить характер распределения осадков в ущелье разлома.

Осадки в пределах полигона наблюдаются только в центральной депрессии разлома Хизена (весьма неуверенно) и в нескольких единичных узких расщелинах между грядами фундамента на его северном блоке. Мощность этих стратифицированных осадков не превышает 200–250 м. Увеличенный

фрагмент записи НСП в центральной депрессии показывает, что дно впадины имеет шероховатую поверхность и характеризуется сильным коэффициентом отражения. Возможно оно сложено плотным грубообломочным материалом, по-видимому, осыпавшимся со стенок. Это подтверждается взятыми здесь геологическими трубками, в которых поднято много угловатых обломков коренных пород (см. гл. 10). Вероятнее всего, в центральной депрессии вдоль оси разлома, в гипсометрически наиболее низких ее участках существуют отдельные осадочные линзы, куда придонными течениями сносятся продукты разрушения стенок и окаймляющих его поднятий, смешанные с небольшим количеством пелагических осадков. Последнее подтверждается присутствием в геологических трубках небольшого количества ила (см. гл. 8). Осадки, аналогичные наблюдаемым во впадине, по-видимому, заполняют и отдельные небольшие депрессии в прилегающем к разлому Хизена районе.

Разлом Академика Курчатова

На полигоне V (разлом Академика Курчатова) было выполнено 18 профилей НСП общей протяженностью примерно 450 миль (см. рис. 1.2, *д*). Разлом представляет собой V-образную долину (глубиной 5500–6500 м) со стенками крутизной 22–24°. Средние отметки глубин северного и южного крыльев соответственно 2500 и 4500 м. Зона разлома характеризуется почти повсеместным отсутствием осадочного покрова (рис. 6.5). Исключение составляют углубления в виде "карманов" на крыльях разлома, а также наиболее глубокие участки основного ущелья (свыше 6500 м) (рис. 6.6). В обоих случаях мощность осадочной толщи не превышает 300 м.

Данные НСП показывают наличие акустически прозрачных осадков на крыльях разлома и сильностратифицированных осадков в ущелье (см. рис. 6.6). Несомненный интерес представляет собой почти плоская вершинная поверхность горы на северном крыле разлома (галс 9). Здесь выделяются неглубокие поддонные отражающие границы, по-видимому, осадочной природы. Можно предположить, что вершина горы раньше находилась на поверхности океана, была выровнена в результате эрозии, а затем погрузилась на глубину около 1 км.

Впадина Хесса

Полигон III 24-го рейса нис "Академик Курчатов" был расположен в районе впадины Хесса, представляющей собой западное окончание Галапагосской рифтовой зоны и иногда называемой Галапагосским клином [Holden, Dietz, 1972; Hey et al., 1972; Непрочнов, 1978а]. Собственно впадина Хесса (с максимальными глубинами более 5300 м) представляет собой раскол земной коры ВТП, происшедший около 1 млн. лет назад при западном продвижении Галапагосского рифтового клина [Johnson et al., 1976; Lonsdale, 1977b; Zonenshain et al., 1980]. По опубликованным материалам геофизических съемок в этом районе, включавших высокочастотное сейсмопрофилирование с 3,5-килогерцевыми излучателями [Lonsdale, 1977b], максимальные мощности осадков здесь не более 20–40 м (рис. 6.7), что ниже разрешающей способности НСП.

На полигоне III было выполнено 13 профилей НСП по ортогональной сети галсов, пересекавших впадину Хесса и вероятное положение гребня ВТП в области Галапагосской точки тройного сочленения (см. рис. 1.2, *в*).

На записях НСП, примеры которых приведены на рис. 6.7 и 6.8, не

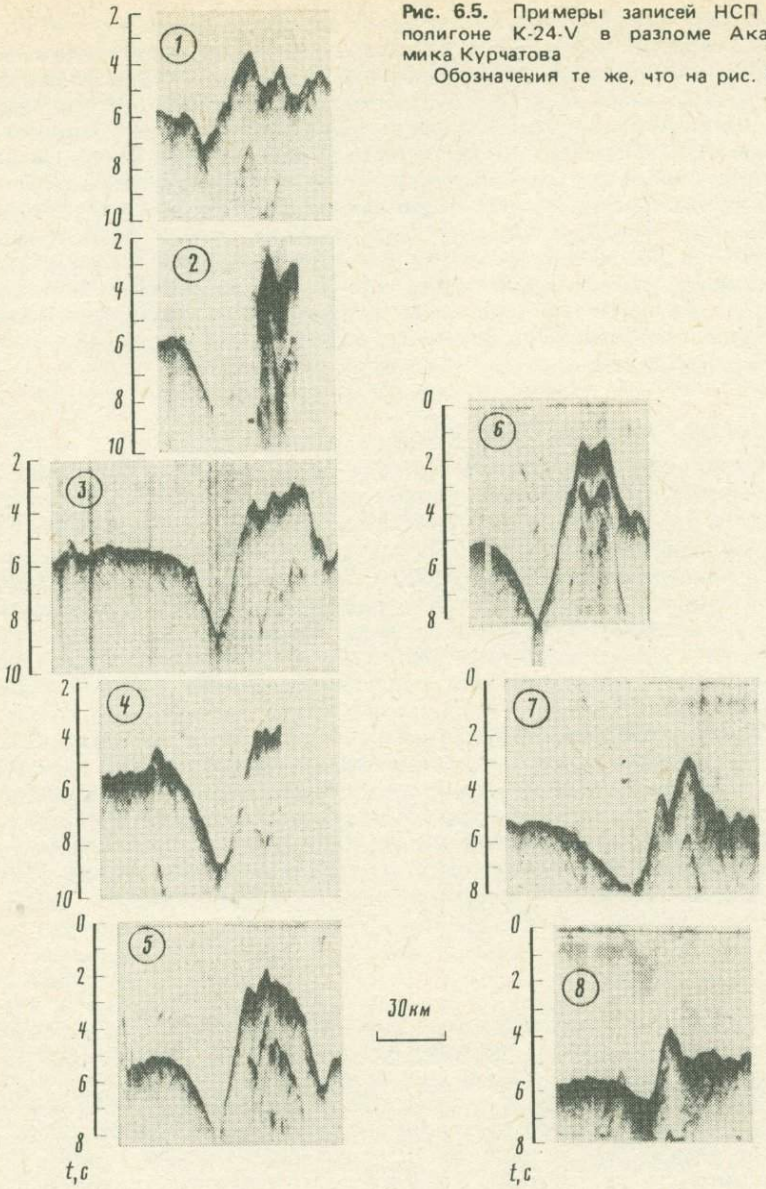


Рис. 6.5. Примеры записей НСП на полигоне К-24-V в разломе Академика Курчатова

Обозначения те же, что на рис. 6.4

удалось выявить осадочного покрова ни на дне впадины Хесса, ни на ее крыльях, за исключением одного-двух "карманов" на северном участке профиля 5, где мощность осадков, вероятно, достигает 100—150 м. Материалы НСП по профилям 1 и 3 показывают крутые и исключительно гладкие склоны самой глубокой части впадины Хесса, подтверждающие молодость раскола коры. На меридиональных профилях 1, 3, 5 и 7 рельеф

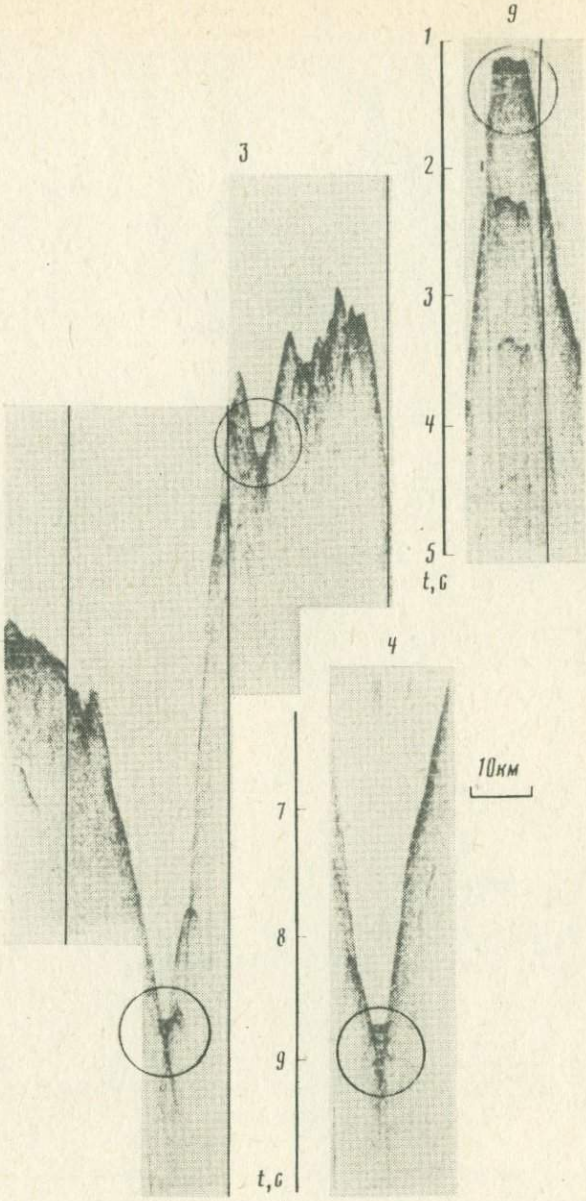


Рис. 6.6. Примеры записей НСП, иллюстрирующие строение осадочной толщи разлома Академика Курчатова

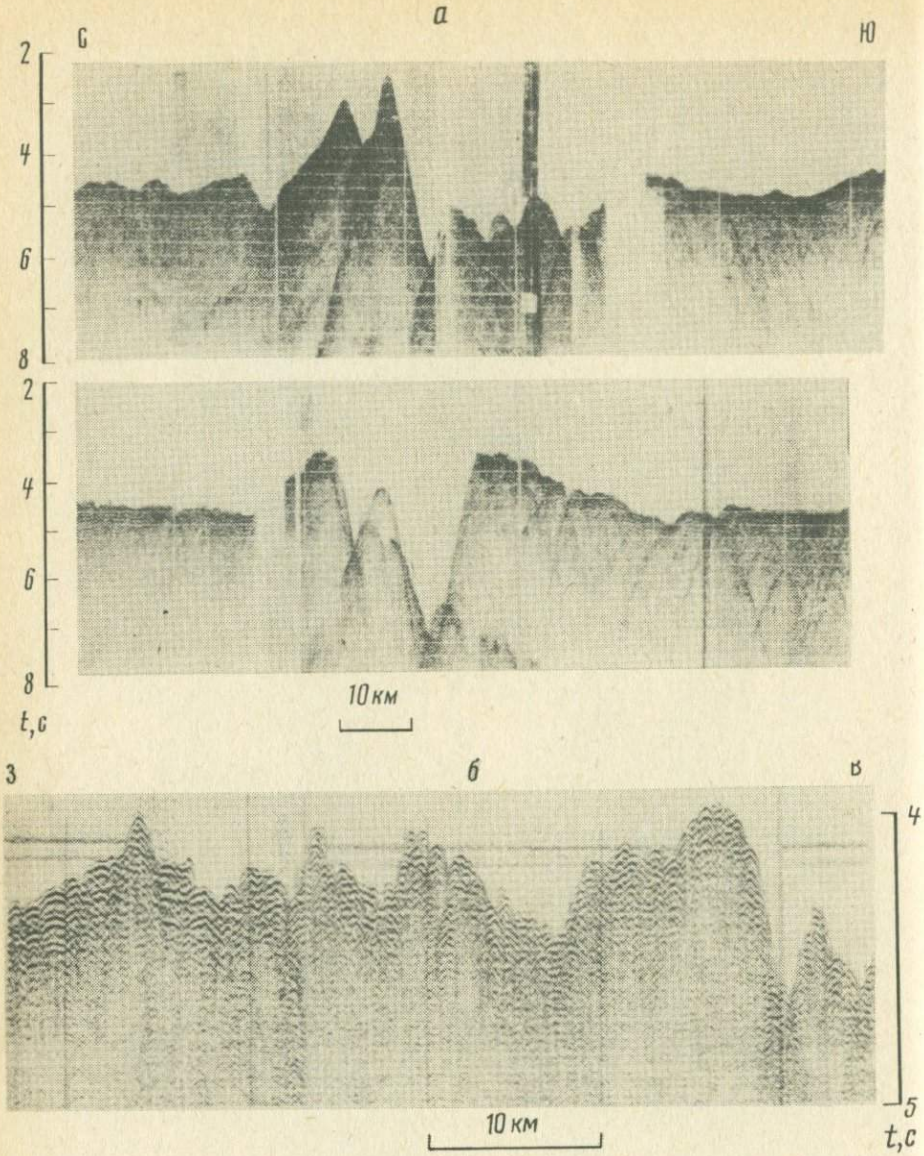


Рис. 6.7. Примеры записей НСП на полигоне К-24-III по профилям, пересекающим впадину Хесса

дна довольно гладкий, что резко контрастирует с мелкой расчлененностью и раздробленностью дна на субширотных профилях 2, 4, 6 и 8. Такой характер волновой картины свидетельствует о субмеридиональном простирании мелкогрядового рельефа дна по обеим сторонам впадины Хесса и, следовательно, о принадлежности этих участков земной коре ВТП.

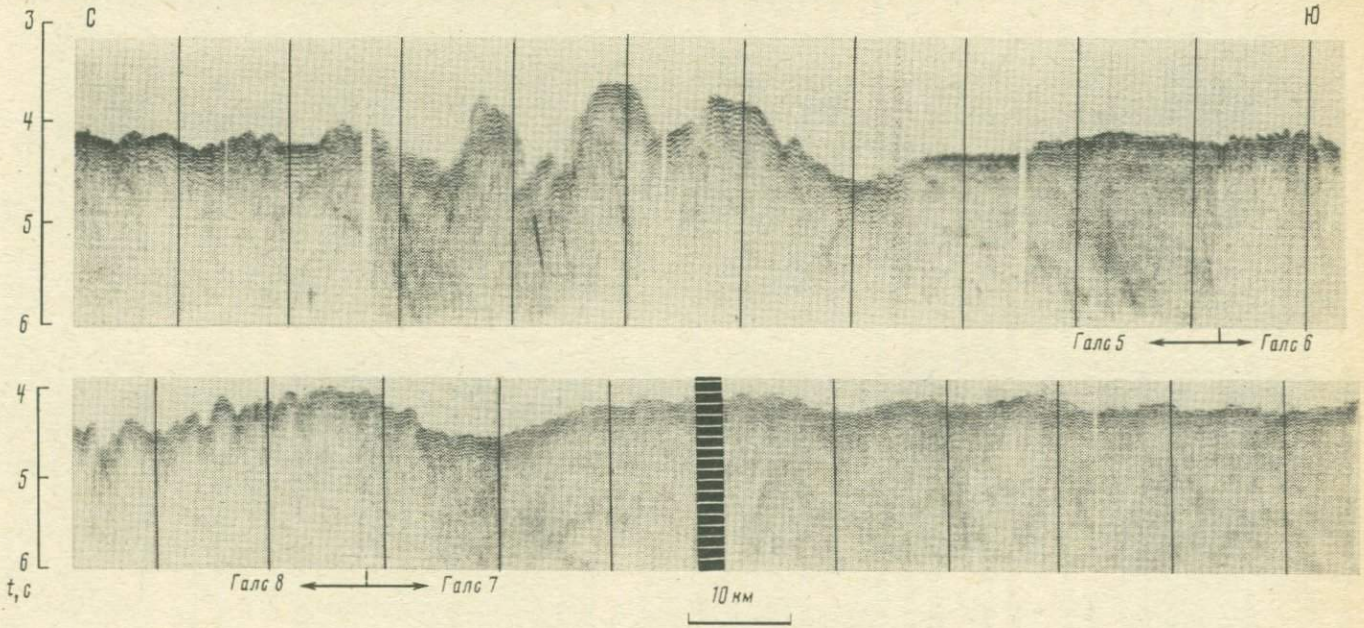


Рис. 6.8. Примеры записей НСП на полигоне К-24-III

Разломы Меррей, Молокаи и Кларион

Зона разлома Меррей. Разлом входит в систему трансформных разломов восточной части Тихого океана и представляет собой сложную зону нарушений земной коры субширотного простирания, захватывающую западный склон ВТП и прилегающие котловины. Восточной оконечностью разлома Меррей служит материковый склон Северной Америки и, возможно, провинция Трансверс Рэнджер в Калифорнии [Hadley, Kanamori, 1977]; на западе он пересекает Гавайский хребет и продолжается в Северо-Западную котловину Тихого океана [Malahoff, Woollard, 1971].

Опубликованных данных НСП по зоне разлома Меррей сравнительно немного. Два пересечения были выполнены нис "Элтанин" [Hayes et al., 1969–1972; 1972]: в районе 141–142° з.д. и в районе 130° з.д., где разлом имеет слабое морфологическое выражение. Густой сетью профилей НСП охвачен участок между 126 и 139° з.д. [Malahoff, Woollard, 1971].

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" на одном из наименее изученных участков разлома Меррей (полигон М-23-IV) было проведено НСП по сети профилей общей протяженностью 230 миль (см. рис. 1, 4, *б*). Кроме того, еще одно пересечение зоны разлома было выполнено по маршруту судна в районе 128–127° з.д. (рис. 6.9).

Согласно схеме магнитных аномалий [Hilde et al., 1976] северное крыло разлома в пределах полигона расположено в районе аномалии 28, южное – аномалий 21–22. Это отвечает возрасту коры 64 млн. лет (нижний палеоцен) и 50–53 млн. лет (нижний эоцен) соответственно по шкале, приведенной в работе [La Brecque et al., 1977]. В районе полигона разлом Меррей представляет собой узкое ущелье V-образного сечения (ширина его по верхним кромкам колеблется от 13 до 17 миль) с асимметричными бортами (рис. 6.10). Днище желоба, расположенное на глубинах 6416–6484 м, чрезвычайно узкое – максимальная ширина примерно 1,5 км. Южный склон ущелья ровный и наиболее крутой: уклоны колеблются в пределах 8–15°. Общую выровненность склона осложняет небольшой уступ, хорошо заметный на западном профиле, бровку склона довершает островершинная гряда, высота которой увеличивается в восточном направлении. Северный склон ущелья значительно положе: с запада на восток он изменяется от 3,2 до 2,6°. Примечательными являются ступени, осложняющие его западную часть, которые имеют несколько бо́льшую крутизну до 4,5–5,3°. Верхнюю кромку восточной части склона северного борта венчает изометричный выступ, воздымающийся над окружающим дном более чем на 800 м. Осевая часть ущелья разлома заполнена стратифицированными осадками мощностью в среднем 100–150 м, местами до 250 м. От дна ущелья вверх по его северному пологому склону на расстояние до 400–500 м прослеживается тонкий язык осадков (см. рис. 6.10). Южный склон, судя по полученным записям НСП практически лишен осадочного покрова, однако такое впечатление может создаться ввиду того, что разрешающая способность применяемой методики НСП позволяет различить слои не менее 30 м.

Геологические работы (драгирование и отбор проб трубками) на полигоне показали, что даже на наиболее крутых участках склона южного борта есть осадочный покров (трубками была поднята колонка эвпелагических глин 295 см). Слабостратифицированный слой осадков мощностью 50–70 м, подобный таковому в осевой части ущелья, наблюдается и на субгоризонтальных поверхностях уступов северного склона.

Южное крыло разлома имеет существенно иную структуру, нежели северное. Здесь наблюдается серия разновысотных ступеней, поднимаю-

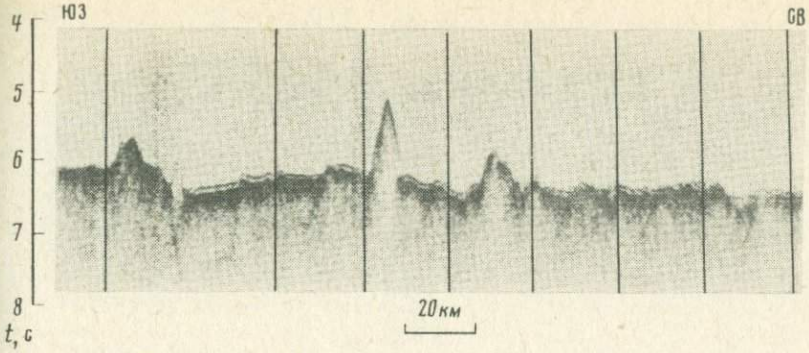


Рис. 6.9. Пример записи НСП в зоне разлома Меррей в районе 127–128° 30′ з.д

щихся в южном направлении (см. рис. 6.10), которые осложнены выступами фундамента более мелкого порядка. Ширина первой ступени изменяется по простиранию, подножие ее как бы отодвигается от осевой части желоба в направлении к востоку, а ширина соответственно уменьшается. Высота уступа изменяется от 150 до 300 м с запада на восток. Бровка уступа второй ступени сохраняет субпараллельное положение относительно оси желоба, высота уступа 500–700 м. Крутизна уступов в среднем 10–12°. Характерным является то, что поверхности ступеней имеют слабый уклон к югу. В целом можно сказать, что если северный, более пологий склон осложнен взбросовыми элементами с небольшими амплитудами вертикальных перемещений, то южное крыло представляет собой систему крупных ступеней сбросового происхождения.

На выровненных участках южного крыла разлома по записям НСП наблюдается двухслойная толща осадков: верхний слой мощностью 75–80 м стратифицирован, нижний непрозрачный слой заполняет неровности фундамента. Нижняя граница осадочной толщи неясная, так что общую мощность осадков можно оценить лишь предположительно в 150–200 м.

Разлом Меррей расположен в области с минимальными скоростями осадконакопления: в среднем менее 0,001 мм/год [Лисицын, 1974], а в осевой части разлома 0,0013 мм/год [Malahoff, Hammond, 1971]. По сведениям последних авторов, средняя мощность осадков в зоне разлома Меррей на участке 130–155° з.д. составляет 50 м. Отмечаемые по данным НСП увеличенные мощности осадков (до 250 м) в осевой части разлома обусловлены локальным накапливанием осадков в пределах замкнутых, наиболее глубоких депрессий.

Одной из наиболее интересных проблем является идентификация изменений в рельефе в зонах разломов, обусловленных неотектоническими процессами. Участки зоны разлома Меррей, удаленные от осевой части ВТП (где они образовались), в настоящее время асейсмичны [Менард, 1966; Удинцев, 1972; Menard, Atwater, 1969]. Характер деформаций осадочного покрова, где он есть, также не дает уверенных свидетельств о тектонической активности. Однако результаты газово-химического анализа придонной воды и содержимого грунтовых трубок, проведенного на полигоне М-23-IV, показали высокое содержание гелия и водорода, которые свойственны тектонически активным районам. Хорошо известно [Andrews, 1971], что в районе зоны разлома Меррей высокие абиссальные холмы грядового типа, расположенные параллельно простиранию зоны разлома

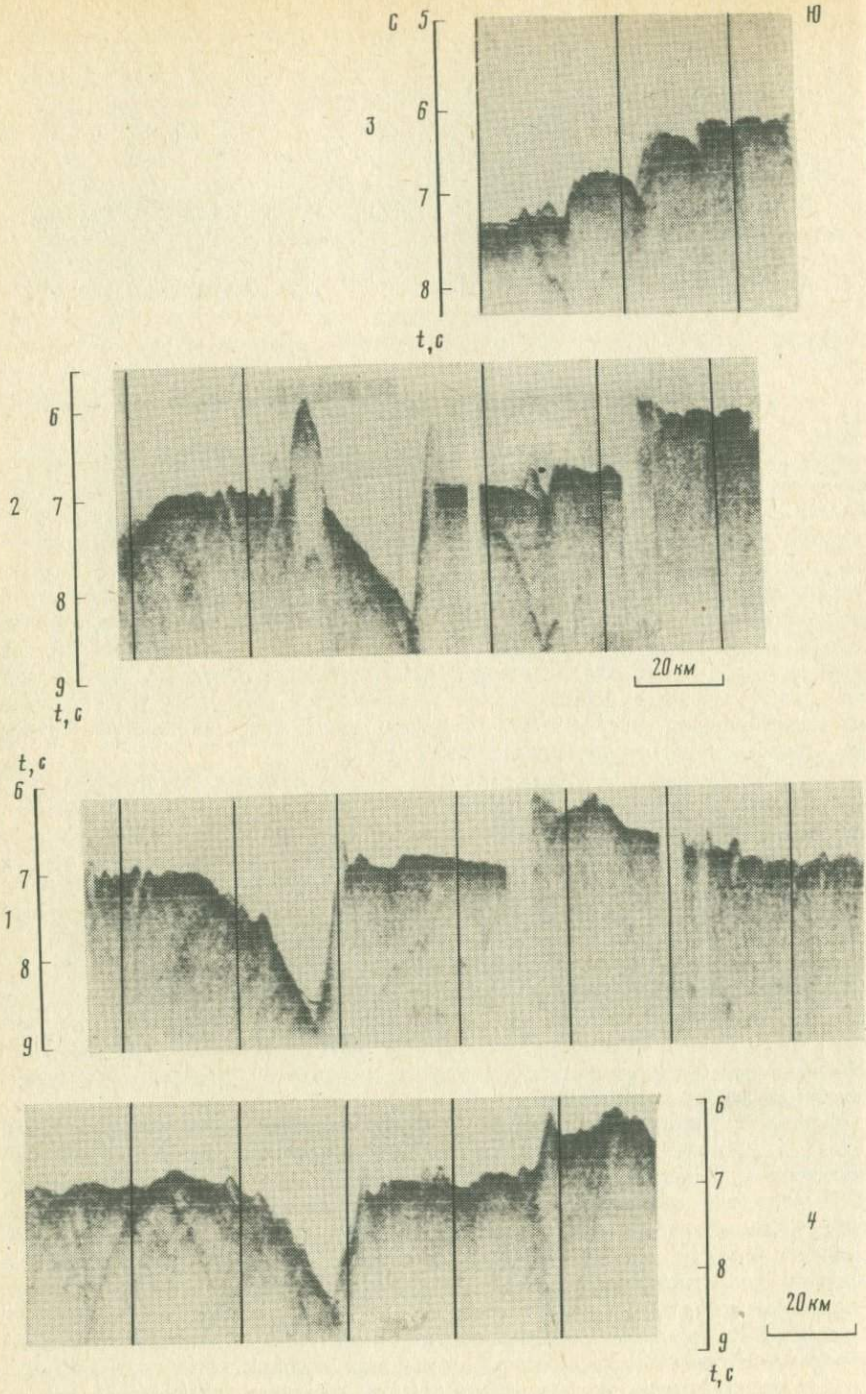


Рис. 6.10. Примеры записей НСП на полигоне М-23-IV в зоне разлома Меррей
Цифры слева от шкалы — номера галсов

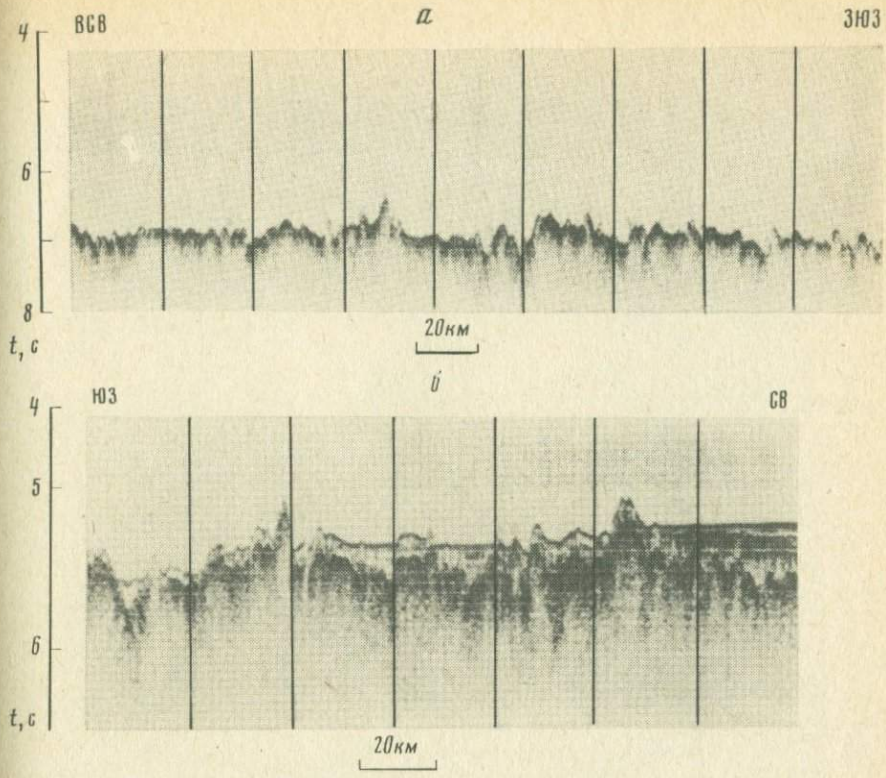
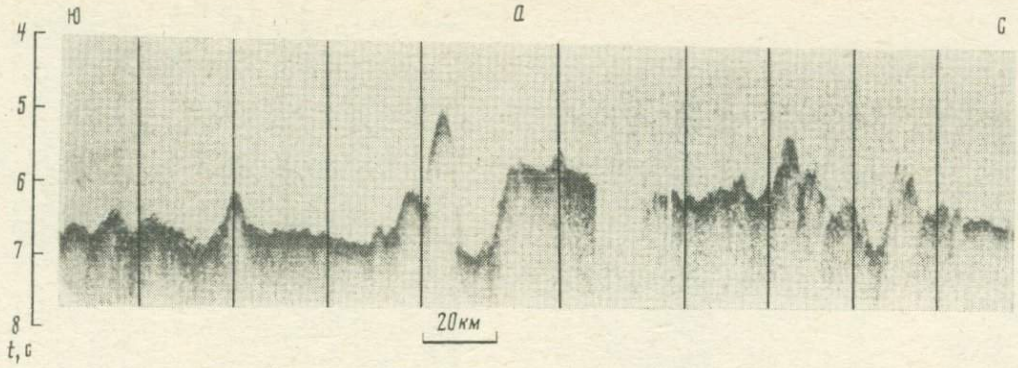
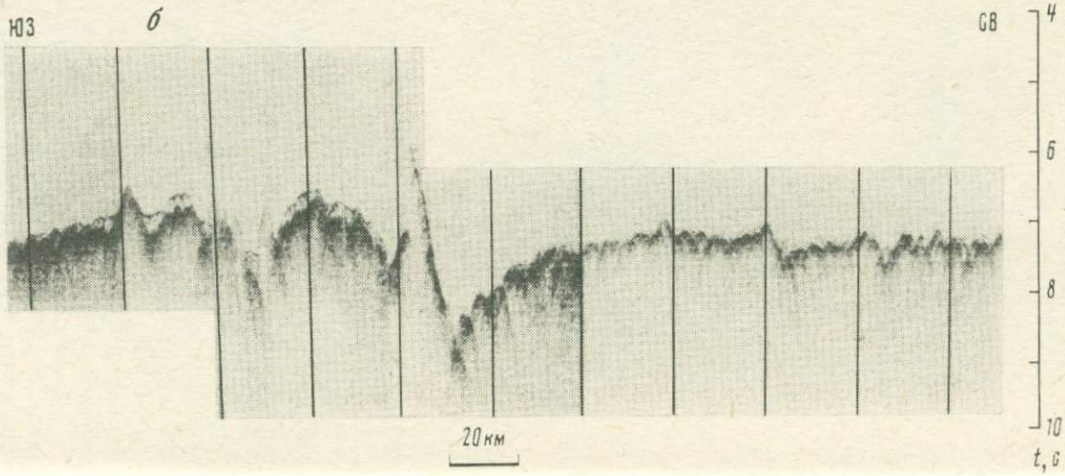


Рис. 6.11. Примеры записей НСП к северу от разлома Меррей
а — участок профиля на 137–139° з.д.; *б* — участок профиля на 126–127° з.д.

или под углом (до 30°) к нему, образованы в результате локальной тектоники и внутриплитового вулканизма, являющихся следствием различий в скоростях спрединга соседних сегментов коры. Более того, показано [Malahoff, Handschumacher, 1971], что возникновение вторичного центра раздвижения на ВТП в течение интервала 38–27 млн. лет привело к увеличению сдвига соседних сегментов коры вдоль зоны разлома Меррей от 160 до 680 км. Весьма вероятно, что именно эти процессы ответственны за формирование на интервале 145–129° з.д. эшелонированных сбросово-сдвиговых структур и оперяющих их вулканических построек.

К северу от ущелья разлома Меррей в направлении к разлому Мендосино фундамент сильно раздроблен и представляет собой систему мелких гряд и отдельных абиссальных холмов. В этой области примерно до 129° з.д. осадки практически не наблюдаются, так как их мощность меньше разрешающей способности НСП. Свидетельством этому может служить профиль НСП, который проходит почти параллельно зоне разлома Меррей в направлении Сан-Франциско приблизительно вдоль 35° с.ш. (рис. 6.11, *а*). Действительно, скважиной глубоководного бурения 39 [McManus et al., 1970], расположенной на долготе примерно 139,5° на фланге одного из абиссальных холмов, вскрыт слой красных глин мощностью всего 17 м, под которыми обнаружен базальтовый фундамент. К востоку от 129° появляется сплошной покров акустически прозрачных осадков, достигающий 100 м,





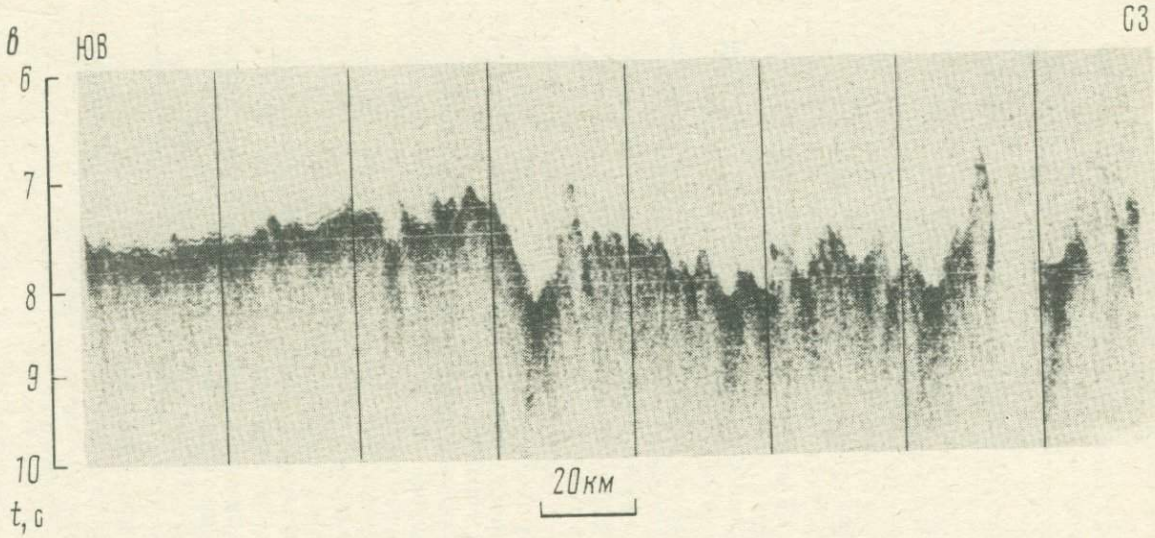


Рис. 6.12. Примеры записей НСП по профилям, пересекающим разломы Молокаи (*а*) и Кларион (*б, в*)

которые облекают выступы сильно расчлененного фундамента (рис. 6.11,*б*); восточнее 126° з.д. происходит увеличение мощности осадочного покрова и существенное изменение характера его залегания. В пониженных участках фундамента над облекающими фундамент осадками появляется горизонтально залегающий стратифицированный слой мощностью до 500 м. Появление стратифицированных осадков связано с западной периферией глубоководного фэна, окаймляющего побережье Северной Америки. Решающую роль здесь играют, по-видимому, отложения турбидитов, выносимых в глубоководную часть океанского ложа по многочисленным подводным каньонам, прорезающим материковый склон Северной Америки [Menard, 1955].

Зона разлома Молокаи. Профиль НСП 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" пересекает зону разлома Молокаи на 136–137° з.д., где она представляет собой эшелонированный региональный уступ (эскарп) океанской коры амплитудой около 1 км (рис. 6.12, *а*). Северное вздернутое крыло разлома имеет слабо расчлененную поверхность, выровненную тонким (не более 20–30 м) покровом осадков и полого воздымающуюся с севера на юг вплоть до бровки уступа собственно разлома Молокаи. Сравнительно гладкая стенка уступа имеет крутизну примерно 10° и, видимо, лишена осадочного покрова. Ущелье разлома выражено отчетливо, но в основном за счет того, что у подножия находится приразломная вулканическая постройка высотой около 1,5 км, на вершине которой наблюдается "шапка" осадков мощностью не более 50–70 м. В ущелье разлома стратифицированные осадки мощностью примерно 100 м залегают не горизонтально, а с наклоном с юга на север в соответствии со средним региональным наклоном поверхности фундамента. Такой же наклон осадочного слоя виден и на участке непосредственно за верхней бровкой приподнятого крыла разлома. Наблюдаемый здесь характер залегания осадков позволяет предполагать недавние тектонические подвижки в пределах всей зоны разлома Молокаи. При этом следует подчеркнуть, что в рельефе дна и фундамента преобладает крупноблоковое дробление, при котором наиболее крутые стенки (плоскости возможных сбросо-сдвигов) блоков ориентированы на юг.

Зона разлома Кларион. Этот разлом, подобно разлому Меррей и Молокаи, протягивается субширотно почти на 3000 миль от о-ва Лайн на западе до района о-вов Ревилья-Хихедо в восточной части [Удинцев, 1972; Menard, 1967]. По мнению Менарда [1966], на востоке зона Кларион пересекает материковую границу и сливается с вулканической провинцией Южной Мексики. Из опубликованных данных НСП по разлому Кларион известны лишь отдельные маршрутные пересечения, как, например, профили нис "Элтанин" в районе 146° з.д. [Hayes et al., 1972], нис "Арго" в районе 140° з.д. [McManus et al., 1970], нис "Кана Кеоки" в районах 135° и 145° з.д. [Handshumacher, Andrews, 1975].

В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" было выполнено с НСП два пересечения зоны разлома Кларион: в районах 152–156° и 142° з.д. Оба профиля отражают идентичность структурного плана разлома на разных его участках (рис. 6.12, *б, в*).

Профиль НСП в районе 142° з.д. пересекает разлом Кларион под углом примерно 45° к его простиранию. Зона разлома в этом месте занимает полосу 60–70 миль и характеризуется сложной морфологией (см. рис. 6.12, *б*). Основным ее элементом является асимметричное ущелье V-образной формы с узким днищем, расположенным на глубине 6500 м. Южный склон ущелья очень ровный, его наклон чуть больше 11°. Бровка склона представлена островершинным выступом фундамента, по всей

видимости, окаймляющим хребтом, имеющим минимальную глубину 4200 м. Северный склон пологий (общий уклон его не превышает 2–3°), но более расчлененный: к осевой части ущелья он спускается серией ступеней высотой 200–250 м каждая.

Южное крыло имеет более сложное строение. Средний уровень его поверхности на 200–300 м выше, чем уровень северного крыла. К югу от оси ущелья разлома на расстоянии 20 и 60 км наблюдаются две депрессии, морфологически сходные между собой; их глубины соответственно 5400 и 5460 м. Крылья разлома разбиты на блоки размерами 10–15 км с амплитудой относительных вертикальных перемещений до 200–400 м. В верхних частях северного склона появляются акустически прозрачные осадки, а на крыле они приобретают характер сплошного покрова мощностью около 100 м, облекая выступы фундамента. Указанная мощность выдерживается в северо-восточном направлении на расстоянии примерно 150 миль. Ровный крутой южный склон ущелья лишен осадочного покрова; осадки появляются только южнее приразломного хребта. Здесь наблюдается два типа волновой картины и характера залегания осадочного покрова: акустически прозрачные осадки мощностью 75–100 м, облекающие неровности фундамента и не уменьшающие его шероховатости, и слабостратифицированные осадки мощностью до 500 м, заполняющие карманы между выступами фундамента или лежащие "шапкой" на вершинах отдельных выступов. Наблюдаемое соседство структур облекания, карманов заполнения и осадочных шапок, а также отдельных сравнительно пологих выступов фундамента, полностью лишенных осадочного покрова,может говорить о существовании эпизодической неотектонической деятельности разлома Кларион.

Наиболее характерной чертой зоны разлома Кларион является различие структуры осадочного покрова по обе стороны от разлома. Осадочный покров северного крыла практически не имеет внутренних отражающих границ, местами нет и четких отражений от дна. В то же время осадочный покров южного крыла дает четкие отражения от дна, а в осадках, заполняющих впадины фундамента, существуют короткие отражающие границы. Это, видимо, связано с различным составом отложений, формирующих осадочный покров к северу и к югу от зоны разлома. По данным скв. 40, расположенной севернее разлома Кларион, акустически прозрачная толща соответствует отложениям красных глин и радиоляриевых илов эоценового возраста [McManus et al., 1970]. К югу от зоны разлома слабостратифицированная толща отложений значительной мощности коррелирует с карбонатными илами и мелом эоцен-олигоценового возраста, обнаруженными в скв. 162 [Van Andel et al., 1973], а отражающие границы внутри осадочной толщи связаны с тонкими прослоями кремней в нижней части разреза.

Императорский разлом

Открытый в 1968–1969 гг. [Erickson et al., 1970] разлом занимает особое положение в структуре дна северной части Тихого океана. Выделяясь своими размерами (более 1000 миль в длину), он сильно отличается по простиранию от известной системы Великих трансформных разломов. Этот разлом расположен под углом к Императорскому хребту и к системе линейных магнитных аномалий и ограничивает с запада зону разлома Чинук.

Изученность района Императорского разлома крайне слабая. Опубликованные данные НСП по этому району неизвестны; ближайшие скважины глубоководного бурения расположены на Императорском хребте и подня-

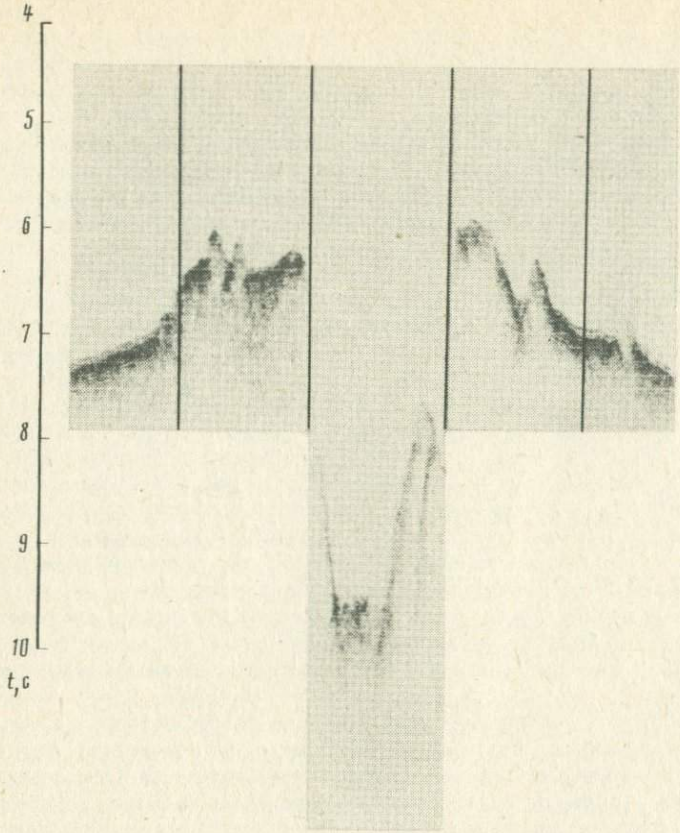


Рис. 6.13. Пример записи НСП на полигоне М-23-II

тии Хесса. Имеющиеся батиметрические профили показывают, что ширина зоны Императорского разлома достигает 150—200 км [Erickson et al., 1970]. В ее осевой части расположено ущелье относительной глубиной 1—1,5 км и более. Зона разлома характеризуется сильно расчлененным рельефом, в котором выделяется ряд хребтов и впадин северо-западного простирания, совпадающего с основным направлением разлома.

Полигон II 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" расположен вблизи юго-восточного окончания Императорского разлома. Непрерывное сейсмопрофилирование осуществлялось на семи галсах, ориентированных вкрест простирания осевого ущелья, и на нескольких продольных галсах. Общая протяженность профилей более 500 миль. Примеры записей НСП и сейсмические разрезы по отдельным профилям приведены на рис. 6.13 и 6.14.

Наиболее крупными морфоструктурными элементами изученного района являются осевое ущелье и обрамляющие его юго-западное и северо-восточное крылья. Относительная глубина осевого ущелья Императорского разлома (по наиболее высокому склону) увеличивается от 2,3 до 3,0 км, причем закономерного изменения глубины по простиранию не обнаруживается. Крутизна склонов ущелья достигает 30°. Они часто осложнены уступами и тектонически обособленными выступами фундамента высотой десятки-сотни метров (см. рис. 6.13 и 6.14). Не вызывает сомнения сбро-

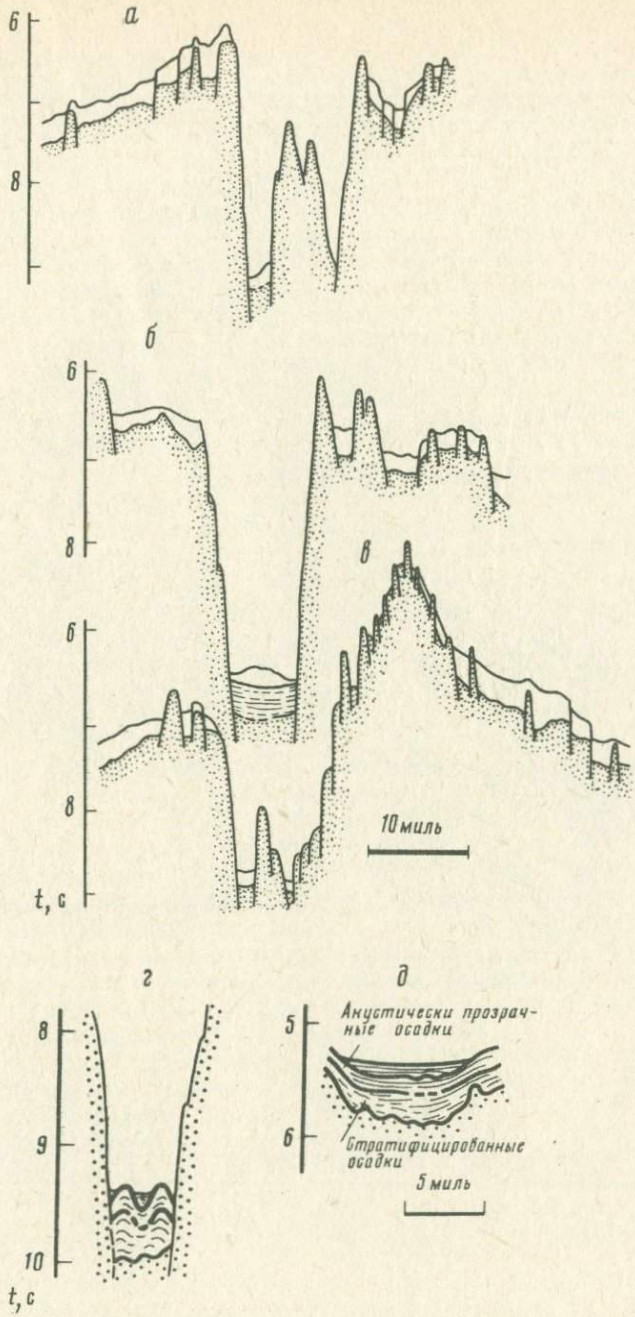
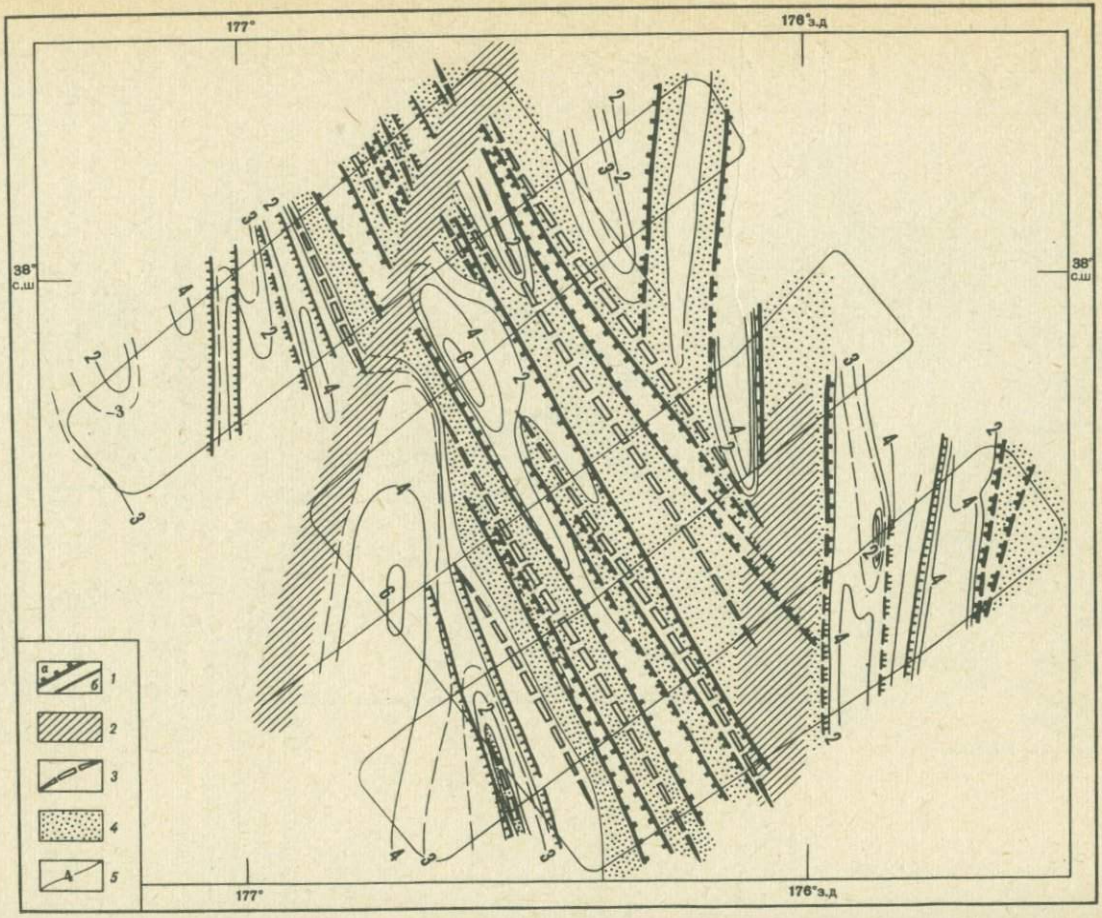


Рис. 6.14. Сейсмические разрезы по данным НСП на полигоне М-23-II
Профиль: *а* — 7; *б* — 5; *в* — 3; *г* — участок профиля 6; *д* — участок профиля 4а


177°
176°з.д
38°
с.ш
38°
с.ш
177°
176°з.д
-3
а
б
1
2
3
4
5
А

совая природа склонов желоба. Об этом свидетельствует их большая крутизна, резкий контакт с отражающими границами в осадках и акустическим фундаментом на дне ущелья (см. рис. 6.14); отмечены также приразломные деформации в осадках, указывающие на продолжающееся незначительное проседание в оси ущелья. Рельеф днища последнего сильно меняется по простиранию. На некоторых профилях это узкая (0,5–3,0 км), выровненная аккумулятивными процессами долина с крутыми бортами (см. рис. 6.14, *б, в*); на других (см. рис. 6.13 и 6.14, *г*) — осадки деформированы. На одном из профилей (см. рис. 6.14, *б*) обнаружено линзовидное осадочное тело, которое, вероятно, образовалось вследствие неравномерного размыва верхнего слоя осадков придонными течениями.

Мощность осадков на дне ущелья достигает 0,6 км на относительно широких участках, а в местах сужения ущелья осадки отсутствуют или их мощность не превышает 0,1 км. Внутри осадочной толщи выделяются два слоя — верхний акустически прозрачный и нижний стратифицированный (см. рис. 6.13 и 6.14, *б*). На профиле 6 (см. рис. 6.13) оба осадочных слоя деформированы и впадины в кровле верхнего слоя заполнены маломощными горизонтально залегающими стратифицированными осадками.

Переход от осевого ущелья разлома к крыльям повсеместно очень резкий. Бровка крутых склонов всюду выражена в виде узкого гребня, как правило, лишенного осадочного покрова, высотой 0,1–0,5 км. Гребень северо-восточного крыла на всех профилях на 0,15–1,0 км выше юго-западного. Переход от гребней к внешним крыльям разлома происходит путем ступенчатого погружения (общей амплитудой 0,4–0,8 км) хорошо выраженного в рельефе фундамента. Высота отдельных поднятий и уступов сбросового происхождения достигает 0,5 км, а высота наиболее крупного поднятия, обнаруженного на западе полигона, составляет 1,5 км. В целом дно и фундамент на северо-восточном крыле расчленены сильнее, чем на юго-западном.

Осадочный покров на крыльях разлома имеет среднюю мощность 0,2–0,3 км, увеличиваясь до 0,4–0,6 км во впадинах. Осадки отсутствуют лишь на крутых склонах и вершинах поднятий фундамента. Осадочная толща на крыльях, как и в осевом ущелье, включает в себя два слоя — верхний акустически прозрачный или слабостратифицированный и нижний стратифицированный — разделенные угловым несогласием. Выделение акустического фундамента здесь затруднено в силу реверберационного характера отражений от кровли стратифицированных осадков, что в целом характерно для этого района Тихого океана [Непрочнов и др., 1979б]. Поэтому за акустический фундамент принималась часть разреза, ниже которой не наблюдается коррелирующих отражений.

Большой интерес представляет выделение во впадинах на крыльях разлома горизонтально-слоистых осадков мощностью около 0,1 км, несогласно перекрывающих акустически прозрачные отложения (см. рис. 6.13, 6.14, *г, д*). Аналогичные горизонтально залегающие стратифицированные осадки, как уже упоминалось, развиты в осевом ущелье. Характерно присутствие этих осадков лишь в обрамленных поднятиями впадинах с относительно благоприятными условиями осадконакопления. В глубоководной котловине юго-западнее Императорского разлома осадочная

Рис. 6.15. Тектоническая схема района полигона М-23-II

1 — сбросы: *а* — сформировавшие крутые уступы, *б* — прочие; *2* — зоны дробления; *3* — гребни хребтов; *4* — области, лишенные осадочного покрова; *5* — изопахиты осадочного покрова, 10^2 м

толща имеет в целом сходное строение (верхний акустически прозрачный и подстилающий стратифицированный слои).

Совместный анализ профилей позволил построить тектоническую схему района полигона (рис. 6.15), на которой показаны наиболее крупные разломы и хребты, а также дана информация о мощности и распределении осадочного покрова. Выделены три основные группы разрывных нарушений: 1) сбросы северо-восточного простирания, сформировавшие собственно ущелье, и непосредственно прилегающие к нему ступенчатые структуры на крыльях; 2) сбросы субмеридионального простирания, разделяющие поднятия фундамента, и заполненные осадками линейные впадины на западе и востоке полигона; 3) зоны дробления. Амплитуда сбросов первой группы достигает, как отмечалось выше, 2–3 км. Наиболее крупные из них прослеживаются через весь район работ, другие постепенно затухают. При этом происходит кулисообразное смещение осевого ущелья на запад, по мере продвижения в юго-восточном направлении. Субмеридиональные сбросы имеют амплитуду до 0,5 км. Они ограничивают ряд грабенов с осадками мощностью 0,2–0,4 км и более.

Зоны дробления выражены на записях НСП в виде участков потери корреляции отражений с очень контрастным, мелко расчлененным рельефом дна и многочисленными дифрагированными волнами. Одна из них расположена на востоке полигона на продолжении субмеридионального горста. Вторая находится на западе изученного района и простирается в север-северо-восточном направлении. По этой зоне происходит левое смещение осевого ущелья Императорского разлома на 2–3 км. Аналогичное смещение, но гораздо большей амплитуды, предполагается на 40° с.ш. Из перечисленных нарушений наиболее древними, вероятно, являются субмеридиональные, которые примерно параллельны трансформным разломам, разделяющим оси магнитных аномалий 25–32 к югу от Алеутских островов [Мирлин и др., 1979].

Для приблизительного определения возраста осадков зоны Императорского разлома данные НСП сопоставлялись с разрезами скважин, расположенных в Северо-Западной котловине (скв. 303, 304), на склоне и у подножья поднятия Хесса (скв. 310 и 464), где осадочная толща, как и в районе полигона II, состоит из верхнего акустически прозрачного и нижнего стратифицированного слоев. Верхний слой в этих скважинах представлен миоцен-четвертичными кремнистыми и карбонатно-кремнистыми илами. Стратифицированные осадки ("опаковый" слой) представлены известняками и кокколитовыми илами, возраст которых в скв. 464 – альбский [Vallier et al., 1979], а в скв. 310 – альб-олигоценовый. В скв. 303 и 304 "опаковый" слой соответствует цеолитовым пелагическим глинам верхнего мела.

Анализ профилей НСП и построенной на их основе карты изопахит позволяет предположить, что линейная впадина в юго-западной части полигона, заполненная осадками мощностью более 0,6 км и участок осевого ущелья с наиболее мощным осадочным чехлом (см. рис. 6.14, *б*) представляют собой фрагменты единого субмеридионального прогиба, заполненного мезо-кайнозойскими отложениями, северная часть которого в сравнительно недавнее время была опущена почти на 2 км. Об этом свидетельствуют следующие факты: а) сходство внутреннего строения и одинаковые мощности осадков на юго-западном крыле и в ущелье; б) интенсивный размыв осадков в прибортовых частях ущелья и характерные приразломные деформации отражающих границ; в) срезание сбросом отражающих границ в осадках мощностью более 0,3 км на бровке юго-западного склона (см. рис. 6.14, *б*). Индикатором времени погружения

днища гигантского грабена служит описанный выше маломощный слой горизонтально-слоистых стратифицированных осадков, накопление которого происходило после тектонической перестройки изученного района. Приблизительный расчет, основанный на использовании скорости осадконакопления для данной области 0,003–0,01 мм/год [Лисицын, 1974], дает для подошвы этого слоя возраст 3,3–10 млн. лет. Исследования Fe–Mn-корок, драгированных на склоне желоба в районе полигона, показали, что время экспозиции склона составляет 5–7 млн. лет (Н.С. Скорнякова, устное сообщение).

Таким образом, Императорский разлом на изученном участке представляет собой сложно построенный грабен северо-западного простирания амплитудой 2–3 км, сформированный в конце миоцена–начале плиоцена в результате растяжения и наложенный на древний (верхнемеловой?) субмеридиональный структурный план.

4. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН РАЗЛОМОВ

При сравнительном анализе морфологии и тектоники зон разломов в первую очередь учитывались блоковая раздробленность зон разломов в целом, степень дислоцированности фундамента, тип нарушений и их плановое положение, степень деформации осадочной толщи.

Среди изученных разломов только в разломах Атлантис и Академика Курчатова мощность осадков составляет 200–800 м, что дало возможность достаточно объективно рассмотреть их внутреннюю структуру. В отличие от разлома Академика Курчатова в разрезе осадочной толщи разлома Атлантис обнаружены деформации стратифицированного слоя, свидетельствующие о недавних тектонических движениях как в осевой части разлома, так и на его крыльях. Такой же вывод сделан и на основе наблюдения наклонного залегания стратифицированного слоя осадков в ущелье разлома Молокаи, а также разнотипного залегания акустически прозрачных осадков на крыльях разлома Кларион.

Все анализируемые здесь зоны разломов имеют значительную блоковую раздробленность, основные характеристики которой позволяют выделить три группы разломов (рис. 6.16).

1. Императорский разлом и впадина Хесса (Галапагосская рифтовая зона), где в условиях растяжения на своде валообразного поднятия океанской коры образуется грабен с крутыми (до 20–30°) стенками ущелья. Похожую картину можно наблюдать и в оперяющих разлом Атлантис изолированных депрессиях (юго-восточная часть полигона К-24-I).

2. Гигантские трансформные разломы ВТП (разломы Хизена и Академика Курчатова). Они характеризуются наибольшей амплитудой (перепадом глубин), достигающей 4–5 км, и наибольшей крутизной стенок ущелья – до 25°–45°. Следует отметить наблюдаемое на северном крыле разлома Хизена региональное прогибание фундамента, которое может быть следствием процесса изостатической компенсации огромных масс приразломного хребта, поднятого почти до поверхности океана в результате надвига южного крыла разлома на северный.

3. Трансформные разломы Северо-Восточной котловины Тихого океана (Меррей, Молокаи и Кларион). Они представляют собой сложные сбросо-сдвиговые структуры, в которых поднятое крыло образовано эшелонированной серией ступенчатых сбросов амплитудой от сотен метров до 1 км и более с крутизной стенок 10–20°, а пологое (1–3°) опущенное крыло осложнено малоамплитудными (десятки метров) сбросами. Приразломные грядовые вулканические сооружения высотой иногда более

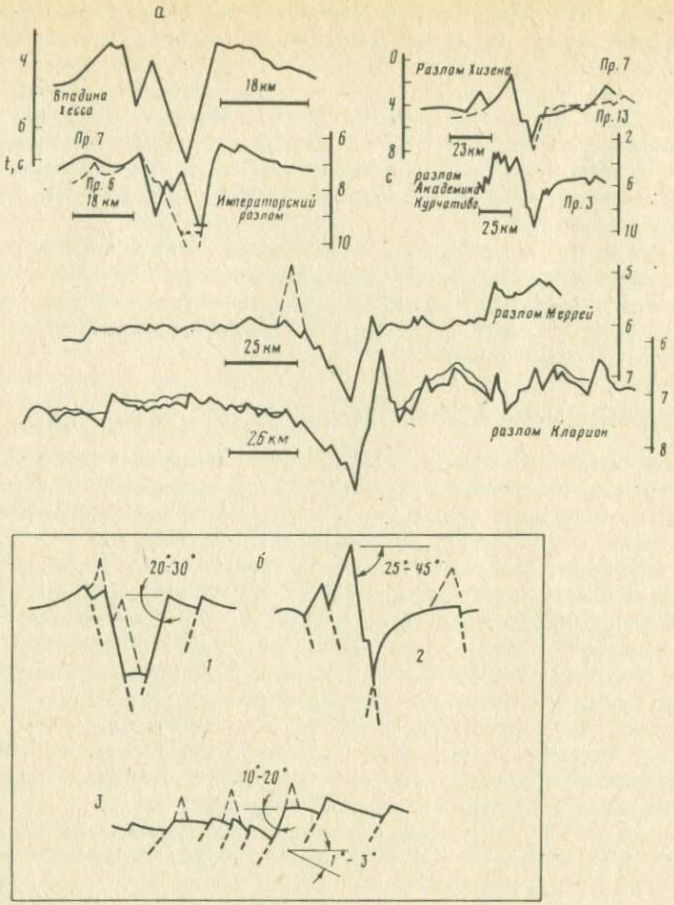


Рис. 6.16. Классификация зон разломов по данным НСП
а — рельеф дна и фундамента в зонах разломов; *б* — три типа зон разломов

1 км, как правило, приурочены к выходам разломов на поверхность дна. Полигонные исследования показали, что оперяющие разломы многочисленные нарушения ориентированы параллельно простиранию разломов и под углом к ним до 20–30°. Общие размеры областей дна, вовлеченных в эти тектонические процессы, увеличиваются при удалении от оси ВТП и в районе полигона М-23-IV на разломе Меррей достигают почти 100 миль.

Характерной особенностью выделенных групп разломов является их приуроченность к районам с определенной скоростью спрединга срединного хребта: тип 1 — молодые (первичные) расколы океанской коры; тип 2 — области максимальных скоростей спрединга (40–90 см/год); тип 3— средние скорости спрединга (4–9 см/год). Разлом Атлантис находится в регионе с низкими скоростями спрединга, при которых формируется сложно расчлененная поверхность фундамента без преобладающих тенденций.

ГЛАВА 7

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ГСЗ

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" было выполнено ГСЗ на четырех полигонах: I — разлом Атлантис, II — район буровой скважины 396, III — впадина Хесса в Галапагосской рифтовой зоне и V — разлом Академика Курчатова. На полигоне VI (система разломов Элтанин) ГСЗ выполнить не удалось из-за плохих метеоусловий. В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" ГСЗ было проведено в зоне Императорского разлома (полигон II).

Предшествующими экспедициями ИОАН СССР исследовались зоны трансформных разломов на геолого-геофизических полигонах в Индийском и Атлантическом океанах [Непрочнов, 1976; Непрочнов и др., 1969, 1972а, 1979а—д; Холопов и др., 1974]. Полигоны располагались на участках пересечения трансформных разломов и рифтовых зон срединно-океанских хребтов, а профили ГСЗ обычно проходили вдоль ущелий трансформных разломов и вдоль рифтовых долин. В Индийском океане были получены сведения о глубинном строении трех ущелий трансформных разломов, один из которых (желоб Витязя) пересекает Аравийско-Индийский хребет, а два других — Западно-Индийский хребет. В Атлантическом океане методом ГСЗ изучено ущелье трансформного разлома Атлантис в районе его пересечения с осевой зоной Срединно-Атлантического хребта. На всех этих профилях получено сходное строение земной коры, заметно отличающееся от нормальной коры океанских котловин: на поверхность дна выходят породы со скоростью 5,0—5,5 км/с мощностью 4—5 км, ниже расположен слой со скоростью 7,2—7,5 км/с, а на глубине 15—16 км обнаружена граница со скоростью около 9 км/с. Прилегающие к ущельям гребни по данным ГСЗ в районе желоба Витязя имеют другое строение коры, близкое к коре океанских котловин [Непрочнов и др., 1972б]. По данным 20-го рейса нис "Академик Курчатов" [Непрочнов и др., 1979] кора нормального океанского типа обнаружена также вблизи ущелья трансформного разлома Вима, на его северо-восточном блоке.

Экспедициями США было проведено ГСЗ в зонах разломов Океанограф и Вима в Атлантическом океане [Fox et al., 1976; Ludwig, Rabinowitz, 1980]. В ущелье разлома Океанограф (в его западной части) под осадками обнаружены слои со скоростями 4,4 и 6,5 км/с, мощность которых равна соответственно 2,1 и 2,5—4 км. В ущелье разлома Вима в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта земная кора состоит из слоев со скоростями 4,3 и 5,9 км/с; поверхность Мохоровичича характеризуется скоростью сейсмических волн 8,1 км/с и расположена на глубине примерно 5 км ниже дна.

Из крупных трансформных разломов Тихого океана методом ГСЗ изучен только район разлома Меррей. Независимыми определениями в 37-м рейсе нис "Витязь" [Ковылин, Лунарский, 1966] и американской экспедиции [Malahoff, Woollard, 1971] установлено, что мощность земной коры к югу от разлома на 2—3 км меньше, чем к северу от него.

Как видно из приведенного краткого обзора, сведения о глубинном строении зон трансформных разломов весьма немногочисленны. Не было также достаточно детального сопоставления данных ГСЗ и драгировок, особенно с целью выявления природы слоев нормальной океанской коры.

Основной задачей ГСЗ 24-го рейса нис "Академик Курчатов" было

выполнение исследований повышенной детальности на блоках, прилегающих к ущельям разломов, для последующего сравнения сейсмических данных с геологическими материалами, полученными при драгировках склонов этих ущелий. При благоприятных условиях (наличие достаточно протяженных участков с ровным дном для постановки ДС) планировались также наблюдения вдоль ущелий разломов. Один из полигонов был расположен в районе буровой скважины 396 б/с "Гломар Челленджер", которая прошла 255 м в коренных породах. В этой скважине был выполнен сейсмический каротаж, что особенно важно для сопоставления с материалами ГСЗ. Во впадине Хесса (полигон III) по данным драгировок в предшествующих экспедициях ИОАН получен последовательный разрез пород земной коры, который было важно сопоставить с сейсмическим разрезом. Особенностью работ на полигонах I и V по сравнению с предшествующими исследованиями в зонах трансформных разломов является то, что эти полигоны расположены на участках разломов, удаленных от рифтовых зон срединно-океанских хребтов, т.е. в районах с более древней корой. Необычным по структурному положению является Императорский разлом, который изучался в 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". Большая глубина и крутые склоны ущелья разлома свидетельствовали о перспективности постановки здесь комплексных геолого-геофизических работ, в том числе ГСЗ и драгировок коренных пород.

2. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для возбуждения упругих волн при ГСЗ использовались ПИ конструкции ВНИИГеофизики с объемом рабочей камеры 30 и 60 л и излучатели, изготовленные в ВМ НПО "Союзморгео" с объемом камеры 6 л. Рабочее давление воздуха 10 МПа создавалось с помощью компрессора АВШ производительностью 30 л/мин. Излучения выполнялись с периодом следования 2 или 1 мин. При отработке профилей ГСЗ излучатели буксировались со скоростью 5–6 узлов (9–11 км/ч) на глубинах от 5 до 15 м.

В целях синхронизации работы автономной регистрирующей аппаратуры (ДС) и пневмоизлучателей (ПИ) запуск последних при отработке профилей ГСЗ осуществлялся сигналами бортового кварцевого генератора импульсов времени GIH-3, имеющего точность хода около 10^{-7}. Систематические поверки по радиосигналам специальных станций точного времени обеспечивали контроль за ходом кварцевого генератора с погрешностью ± 0,01 с.

Для регистрации сейсмических волн от ПИ и землетрясений применялись автономные донные сейсмические станции [Рыкунов, Седов, 1967, 1972]. От приборов, описанных в указанной литературе, применявшиеся в рейсах ДС отличались в основном тем, что в качестве источника точного времени вместо механических хронометров 6МХ в них использовались кварцевые генераторы конструкции ИФЗ и генераторы GIH-1 с точностью хода порядка 10^{-6}. Приборы были снабжены дополнительным кварцевым генератором пилот-сигнала частотой 50 Гц, который записывался на один из четырех каналов и использовался для коррекции неравномерности движения магнитной ленты при автоматической аналоговой и цифровой обработке записей ДС. В отличие от прежних конструкций в электронных блоках этих приборов применены микросхемы. Более совершенная система подвески лентопротяжного механизма с помощью дисков из пористой резины и поролона позволила повысить эффективность изоляции сейсмоприемника от вибрации лентопротяжного механизма. В одном из ДС (№ 3) был установлен сейсмоприемник С-205, который превосходит

сейсмоприемник НС-3 по компактности и надежности, но несколько уступает ему по чувствительности.

Основные параметры применявшихся ДС:

Частотный диапазон	4–50 Гц
Динамический диапазон (в двух каналах)	65 дБ
Число регистрируемых компонентов движения грунта (вертикальный)	1
Точность хода источника точного времени	10^{-6}
Потребляемая мощность	0,5 Вт
Время непрерывной регистрации на магнитную ленту (17 мкм)	до 7 сут
Масса контейнера (для глубин до 8000 м)	120 кг

В рейсах применялись контейнеры новой конструкции, рассчитанные на глубины до 8000 м, и контейнеры для глубин до 4500 м.

Аппаратура воспроизведения обычно включает лентопротяжный механизм стереофонического магнитофона, блок фильтров и шлейфовый осциллограф Н-117. При движении ленты ДС на магнитофоне со скоростью 4,75 см/с происходит транспонирование частотного диапазона зарегистрированного сигнала в 50 раз. Преобладающие частоты сейсмических волн при ГСЗ лежат в диапазоне от 7 до 15 Гц. При воспроизведении они транспонируются в область высоких частот 350–750 Гц, которые и записываются с необходимой фильтрацией на осциллографе Н-117.

Использование при ГСЗ пневматических излучателей в качестве источников упругих колебаний, а также применение систем наблюдений, состоящих из нескольких ДС, привели к значительному увеличению объема экспериментального материала. Поэтому пришлось отказываться от традиционной перезаписи магнитограмм ДС на фотобумагу для последующей обработки. Для того чтобы использовать быстродействующие самописцы типа Н-327-5 (частотный диапазон 0–100 Гц), необходимо снизить коэффициент транспонирования частот в 8 раз. Это достигается следующим образом: записи ДС, воспроизводимые на скорости 4,75 см/с, переписываются на магнитографе Н-036 со скоростью 38 см/с, а затем воспроизводятся со скоростью 4,75 см/с. Таким образом, коэффициент транспонирования понижается в 8 раз, а частоты снижаются до диапазона 44–94 Гц. Такой сигнал фильтруется и регистрируется на самописце Н-327-5.

Запуск ПИ импульсами высокоточного кварцевого генератора и синхронизация источника точного времени ДС с бортовым генератором позволили применить съемку на фотопленку автоматически синхронизированных монтажей сейсмограмм с экрана электронно-лучевого осциллографа и осуществить построение годографов по записям ДС с помощью регистратора дискретного действия (РДД) сейсмопрофилографа "Горизонт" [Непрочнов и др., 1976]. Экспресс-перезаписи на фотопленке и РДД дают возможность выяснить класс регистрируемых волн и приблизительно оценить их кажущиеся скорости, дальность регистрации.

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" при ГСЗ в океане была успешно опробована методика цифровой обработки магнитных записей ДС на судовой ЭВМ [Непрочнов и др., 1978]. Система обработки включала многоканальную станцию воспроизведения, аналого-цифровой преобразователь, устройство сопряжения, ЭВМ "Минск-22" и быстродействующий графопостроитель. Для коррекции неравномерности скорости записи и воспроизведения частота дискретизации сейсмического сигнала при оцифровке задавалась стабильным пилот-сигналом, записанным на одну из трасс магнитной ленты ДС. Запуск ЭВМ производился с другой служебной трассы минутными марками кварцевого генератора ДС, синхронизированными

с моментом запуска пневматического излучателя. Вывод информации на ЭВМ осуществлялся на графопостроитель в виде монтажа сейсмограмм, необходимого как для оперативного анализа зарегистрированного волнового поля, так и для количественной интерпретации данных ГСЗ. В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" эта методика широко применялась для обработки записей ДС при ГСЗ [Методика и аппаратура. . . , 1978; Непрочнов и др., 1977].

При ГСЗ в рейсах, кроме ДС, использовались радиобуи конструкции ИОАН СССР [Радиобуй для сейсмических. . . , 1973]. Система РБ состоит из двух основных частей: свободно дрейфующего РБ и приемной судовой аппаратуры. Радиобуй обеспечивает прием, усиление, преобразование и передачу сейсмических сигналов (диапазон 4–200 Гц) на судно по радиоканалу на расстояние до 30 км и более (при благоприятных условиях). Мощность передатчика РБ 0,5–1 Вт, длительность непрерывной работы 100 ч, масса полностью снаряженного буя не более 60 кг.

Судовая аппаратура обеспечивает прием радиосигналов, выделение сейсмических колебаний и их регистрацию. Для приема радиосигналов применялась радиостанция Р-105М и антенны типа "наклонный луч" и штыревая. На больших удалениях от РБ подключался антенный усилитель. Обратное преобразование и фильтрация сейсмических сигналов обеспечивалась блоком обратного преобразования (БОП). Отфильтрованные в БОП сейсмические сигналы подавались на вход усилителя самописца Н-327-3. При фильтрации использовались полосы частот 5–25 или 10–40 Гц. Второй канал самописца служил для записи момента срабатывания излучателя и регистрации марок времени, причем момент подавался с пульта управления излучателем, а марки времени с хронометра 6-МХ. Параллельно осуществлялась регистрация сигналов радиобуя в частотно-модулированном виде на двухканальном магнитофоне "Ростов-стерео". При воспроизведении использовались БОП и РДД сейсмопрофилографа "Горизонт".

Глубинное сейсмическое зондирование в рейсах проводилось по обычной методике передвижного пункта возбуждения сейсмических волн и системы неподвижных станций регистрации (ДС) и дрейфующих РБ.

Для постановок сейсмографов на дно океана использовалась буйковая система с применением капронового фала в качестве буйрепа и пенопластовых буев из комплекта ГМ-46. Пенопластовый буй грузоподъемностью 175 кг оснащен трехметровой мачтой с двумя пассивными радиолокационными отражателями и проблесковым огнем. Постановка ДС проводилась способом, при котором сначала на воду опускается пенопластовый буй, затем на малом ходу судна вытравливается буйреп нужной длины и, наконец, выводится за борт и сбрасывается прикрепленная к нижнему концу буйрепа система прибор–груз.

Выбор системы наблюдений при ГСЗ на полигонах осуществлялся в зависимости от задачи исследований, количества регистрирующих станций и отведенного для работ времени. Положение профилей ГСЗ на полигонах выбиралось по результатам геофизической съемки (в основном по данным НСП). На большинстве полигонов применялись площадные системы наблюдений (три–пять ДС), которые необходимы для изучения горизонтальной неоднородности среды и локальной сейсмичности.

3. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разлом Атлантис[1]

Работы методом ГСЗ в районе разлома Атлантис были проведены на двух профилях (рис. 7.1). Профиль 1 располагался на северном блоке, а профиль 2 – вдоль основной депрессии разлома.

Профиль 1. Глубина океана по профилю равна в среднем 4,2–4,5 км. Здесь были выставлены два ДС на расстоянии 11 км один от другого: ДС-1 – на глубине 4,2 км, ДС-2 – 4,3 км. Длина профиля около 60 км. Излучения ПИ с объемом камеры 30 л проводились через 1 мин. Расстояние между точками излучений составляло 175 м.

При построении годографов (рис. 7.2,*а*) расстояния от ДС до точек излучения определялись по данным спутниковой навигации. Для контроля был рассчитан теоретический годограф прямой звуковой волны $Д_0$, который сопоставлялся с наблюденным. Теоретический годограф соответствует экспериментальному с погрешностью 0,05–0,10 с. До расстояния 4 км от ДС в первых вступлениях регистрируется волна $Д_0$, а затем в интервале 4,0–9,5 км – волна P_1 с кажущейся скоростью 3,2–3,5 км/с. Далее выделяется волна P_2^1, кажущаяся скорость которой варьирует в широких пределах (от 3 до 7 км/с), что свидетельствует о сложном рельефе соответствующей преломляющей границы. Эта волна сменяется в первых вступлениях волной P_2^2 с кажущейся скоростью 5,8–6,0 км/с. Далее прослеживается волна P_3; ее выход в первые вступления хорошо отмечается на амплитудных графиках. Кажущаяся скорость волны P_3 равна 7,1–7,4 км/с.

Наиболее сложную форму имеют западные ветви годографа над участками с резкими колебаниями глубины океана. Как показали расчеты, основным искажающим фактором является рельеф дна.

Интерпретация годографов волн P_1, P_2^1, P_2^2 и P_3 выполнялась в предположении, что эти волны являются слаборефрагированными. Такой вывод сделан на основе анализа амплитудных графиков: характер зависимости затухания волн с расстоянием является типичным для головных или слаборефрагированных волн. Результаты интерпретации годографа приведены на рис. 7.2,*б*. Граница со скоростью 3,2 км/с, соответствующая волне P_1, расположена на глубине 0,1–0,2 км ниже поверхности дна; на некоторых участках профиля она отсутствует.

Сопоставление с данными НСП показало, что следующая граница (волна P_2^1) соответствует акустическому фундаменту. Ее рельеф показан по материалам НСП; в этом случае при граничной скорости 5 км/с достигается хорошее совпадение экспериментального и теоретического годографов.

Для волн P_2^2 получены встречные годографы, по которым методом полей времен построена граница со скоростью 6 км/с. Значение скорости для более глубокой границы и ее положение определены приближенно по одиночным годографам волны P_3.

Профиль 2. На этом профиле регистрация сейсмических волн осуществлялась двумя приборами: ДС-1 и ДС-2 (см. рис. 7.1). Расстояние между ДС равно 28 км, общая длина профиля около 60 км. Глубина океана по профилю ГСЗ примерно 5,5 км.

Положение ДС и скорость судна определялись по данным спутниковой навигации. При интервале между излучениями ПИ 1 мин, который сохранялся на всем профиле, расстояние между ними было равно 175 м и только на восточном конце профиля 200 м. Качество сейсмических записей на

---

[1] Раздел написан Ю.П. Непрочновым и И.Н. Ельниковым.

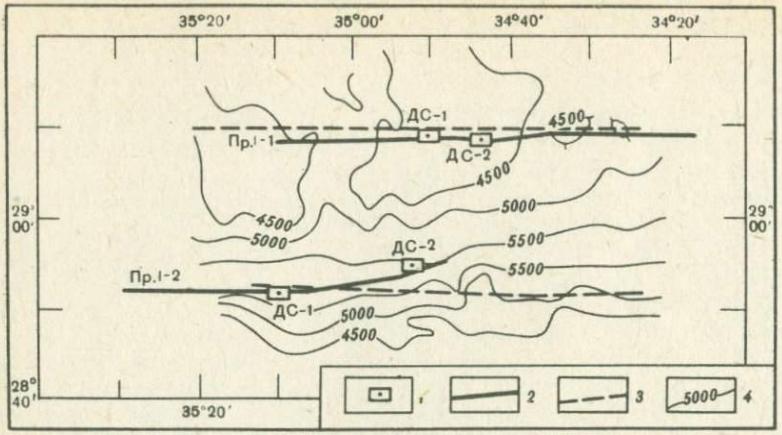


Рис. 7.1. Схема работ ГСЗ в районе разлома Атлантис (здесь и на других схемах рельеф дна приведен по данным А.В. Живаго, см. гл. 2)
1 — донные сейсмографы; *2* — профили ГСЗ; *3* — профили НСП; *4* — изобаты

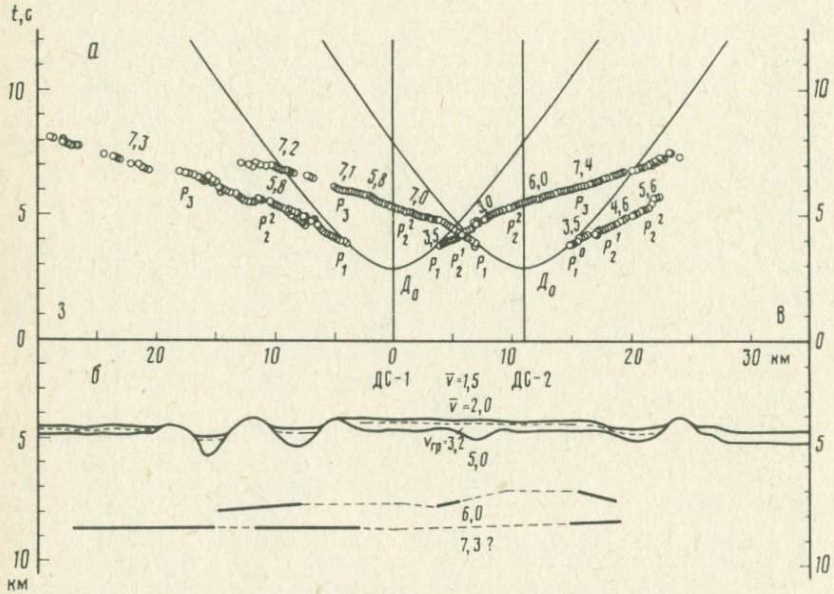


Рис. 7.2. Годографы первых волн (*а*) и сейсмический разрез (*б*) (профиль 1)

обоих приборах хорошее, однако на некоторых участках профиля отмечается сильное снижение интенсивности полезных волн, которое, вероятно, связоно с ухудшением сейсмогеологических условий.

На записях ДС до максимальных удалений (30—33 км) достаточно уверенно выделяется прямая волна $Д_0$, а на расстояниях свыше 18 км — однократно отраженная в водном слое волна $Д_1$. Годографы этих волн хорошо совпадают с соответствующими теоретическими годографами, рассчитанными для условий наблюдений, что подтверждает правильность

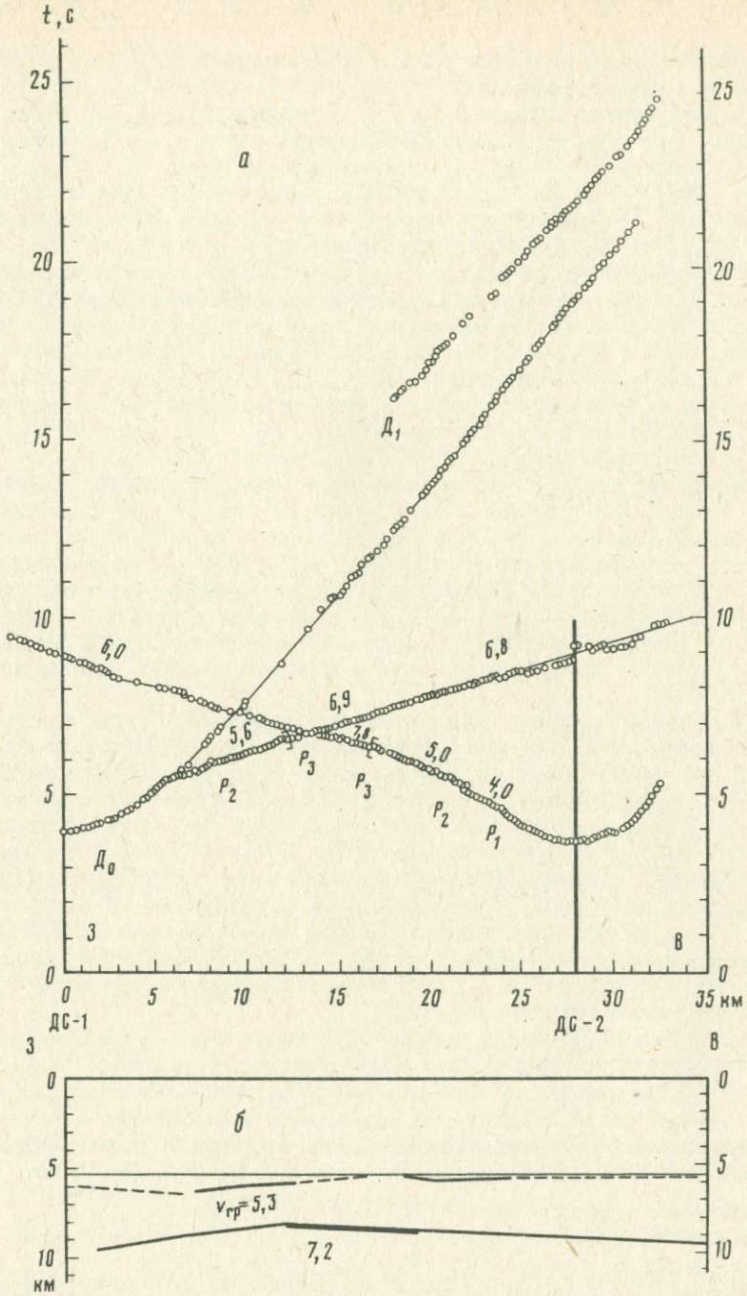


Рис. 7.3. Годографы первых волн (*а*) и сейсмический разрез (*б*) профиль (2)

определений интервала между излучениями по данным спутниковой навигации.

На участке профиля между ДС-1 и ДС-2 получена встречная система наблюдений, которая послужила основой для идентификации волн и построения сейсмического разреза (рис. 7.3). В интервале 6—12 км в первых вступлениях регистрируется волна P_2 с кажущейся скоростью 5,0—5,6 км/с. Далее до расстояния 30—33 км прослеживается волна P_3; кажущаяся скорость этой волны на годографе ДС-1 равна 6,8—6,9 км/с в средней части профиля, а на расстояниях свыше 25 км годограф ДС-1 часто меняет наклон, что вероятно, связано с усложнением строения среды. На годографе ДС-2 кажущаяся скорость волны P_3 уменьшается с увеличением расстояния от 7,8 до 6,0 км/с, по-видимому, из-за наклона преломляющей границы.

Дополнительно к указанным волнам на восточном участке профиля на записях ДС-2 в интервале 4—6 км выделена волна P_1 с кажущейся скоростью 4,0 км/с. Учитывая резкий скачок годографа первых вступлений при переходе от этой волны к волне P_2, а также близость ДС-2 к северному склону ущелья трансформного разлома (см. рис. 7.1), волну P_1 можно отнести к локальной границе на стыке двух блоков земной коры.

Сейсмический разрез строился в предположении, что зарегистрированные в первых вступлениях волны являются головными или слаборефрагированными. Нижняя граница построена по встречным годографам волны P_3 методом полей времен. При построении использовалась средняя скорость в покрывающей толще 4,0 км/с, определенная по точкам пересечения годографов волн P_2 и P_3. Граничная скорость на участке перекрытия изохрон варьирует от 7,0 до 7,4 км/с, поэтому при экстраполяции этой границы по одиночным полям изохрон принято среднее значение 7,2 км/с.

Преломляющая граница, соответствующая волне P_2, была построена с учетом данных НСП, так как совместный анализ материалов ГСЗ и НСП показал, что она совпадает с поверхностью акустического фундамента. Граничная скорость принята равной 5,3 км/с, как среднее значение кажущихся скоростей на встречных годографах. Выше этой границы залегает слой неуплотненных осадков со скоростью 2,0 км/с (принята условно). Таким образом, осредненную колонку земной коры для профиля 2 можно представить в следующем виде: слой воды со скоростью 1,5 км/с, мощностью 5,5 км; слой неуплотненных осадков со скоростью около 2,0 км/с, мощностью до 0,4 км; слой со скоростью около 5,3 км/с мощностью 2,5 км; слой со скоростью 7,2 км/с. Рельеф преломляющих границ показан на сейсмическом разрезе (см. рис. 7.3).

Сопоставление полученного разреза с разрезом в этом же трансформном разломе недалеко от гребня Срединно-Атлантического хребта [Холопов и др., 1974] показывает их принципиальное сходство. Наш разрез отличается наличием слоя осадков, что естественно для районов, удаленных от гребня хребта. Из-за недостаточной длины профиля 2 остался нерешенным вопрос о существовании здесь границы с высокой скоростью (до 9,0 км/с).

Район разлома Кейн[2]

В районе разлома Кейн проведены детальные сейсмические исследования верхней части земной коры и полученные результаты сопоставлены с данными глубоководного бурения и сейсмического каротажа, выполненного на б/с "Гломар Челленджер" (скв. 396В). Здесь были поставлены

[2] Раздел написан Г.А. Семеновым, В.В. Седовым.

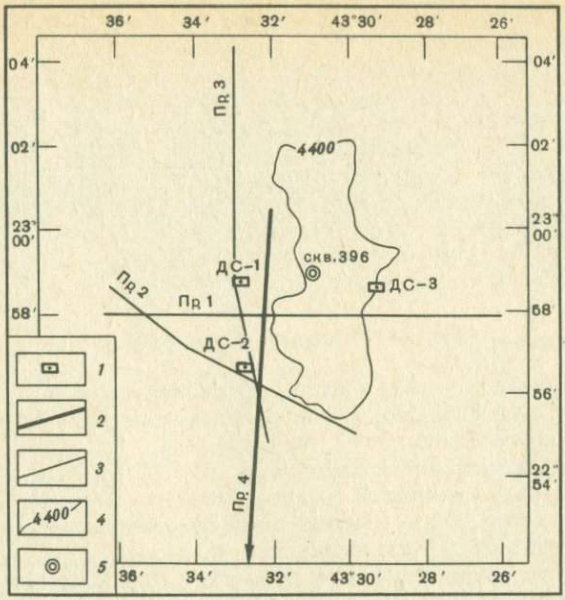


Рис. 7.4. Схема расположения сейсмических профилей в районе разлома Кейн
1 — донные сейсмографы; *2, 3* — профили ГСЗ с ПИ ЗО л и 6 л соответственно; *4* — изобаты; *5* — скважина 396В б/с "Гломар Челленджер"

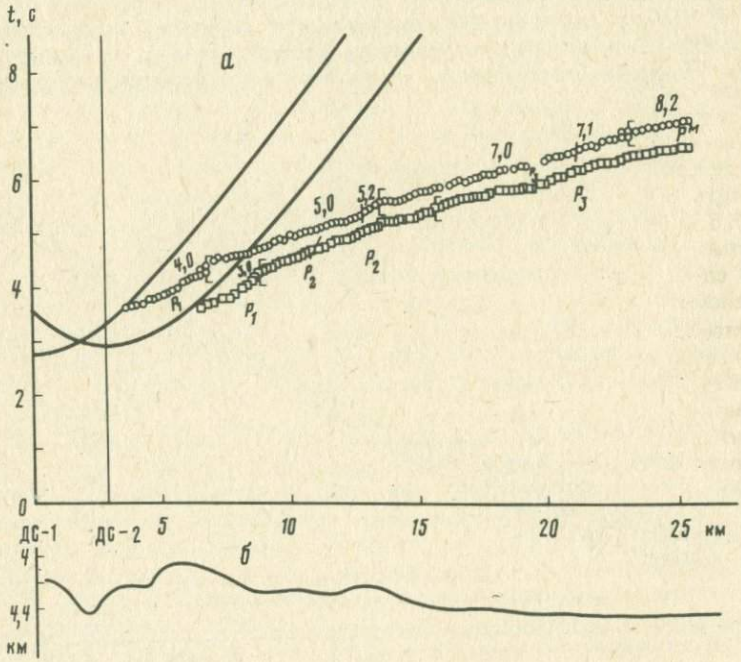


Рис. 7.5. Годографы первых волн (*а*) и рельеф дна (*б*) (профиль 4)

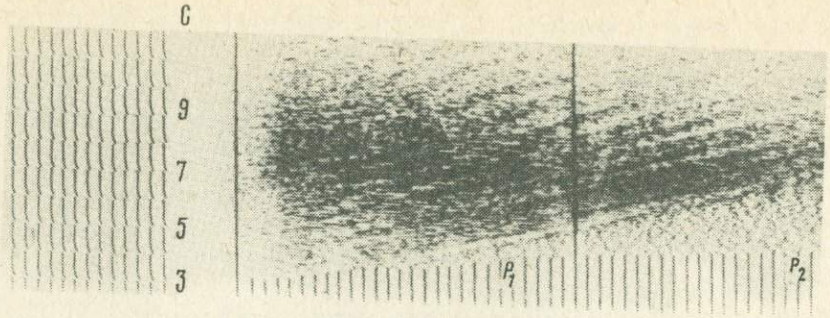


Рис. 7.6. Монтаж сейсмограмм ДС-1

три ДС на глубине от 4100 до 4400 м и отработана детальная система коротких профилей 1–3 с ПИ (объем камеры 6 л) и профиль 4 протяженностью 25 км с ПИ (объем камеры 30 л) (рис. 7.4).

Профиль 4. Регистрация велась двумя ДС : ДС-1 и ДС-2, расположенными на расстоянии 3 км один от другого. Период излучения составлял 1 мин (интервал примерно 200 м). Рельеф дна в районе постановки ДС сложный, амплитуда колебаний 0,4 км. Здесь, как это видно на рис. 7.5, рельеф дна непосредственно влияет на форму годографа. Далее по профилю поверхность дна выполаживается.

Для построения годографов использовались монтажи сейсмограмм, полученные путем автоматической съемки с экрана электронного осциллографа (рис. 7.6). Повсеместно уверенно выделяются первые вступления преломленных волн и волны слоя воды. Расстояния на профиле определялись по данным спутниковой навигации и по звуковым волнам, скорость распространения которых принималась равной 1,5 км/с. На записях ДС-1 и ДС-2 выделены три группы преломленных (слаборефрагированных)

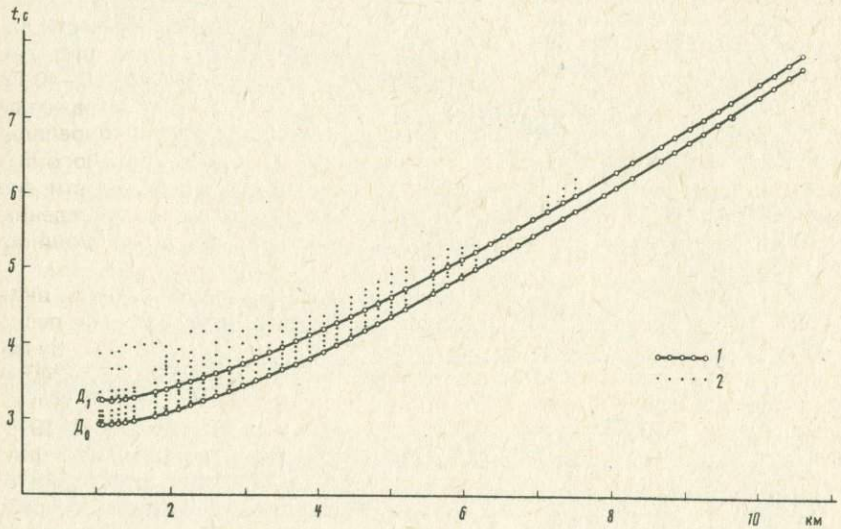
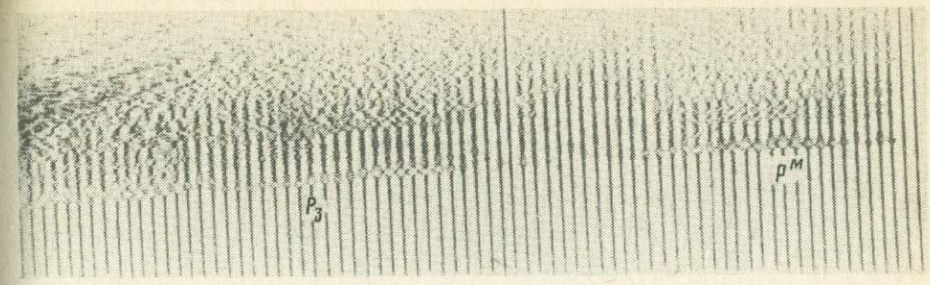


Рис. 7.7. Годографы прямой $Д_0$ и отраженной $Д_1$ волн (1) и отражения от промежуточных границ (2)



волн (см. рис. 7.5). В интервале 3,5–6,0 км зарегистрирована волна P_1. Кажущаяся скорость ее варьирует в пределах 3,0–4,0 км/с. Далее в интервале 6,0–13 км в первых вступлениях прослеживается волна P_2 с кажущейся скоростью 5,0–5,2 км/с. Годографы ее криволинейны, по-видимому, вследствие влияния неровностей поверхности дна и соответствующей преломляющей границы. С расстояний около 13 км в первые вступления выходит волна P_3 с кажущейся скоростью около 7 км/с и прослеживается до 23 км. Начиная с 23 км на записях ДС-1 можно выделить волну P_M, которая прослеживается до конца профиля. Оценка ее кажущейся скорости дает величину примерно 8,2 км/с.

В результате интерпретации годографов преломленных волн, зарегистрированных на профиле 4, получено следующее строение земной коры по слоям: верхний – скорость 3,5 км/с, мощность 0,9 км; второй – скорость 5,1 км/с, мощность около 1,8 км; третий – скорость 7,0 км/с, мощность 4,6 км. Граница Мохоровичича характеризуется скоростью сейсмических волн 8,2 км/с и залегает на глубине около 7 км под поверхностью дна.

В районе скв. 396В проводились работы с ДС и РБ экспедицией Вудсхольского океанографического института (США). Обобщенная сейсмическая колонка земной коры, приведенная в публикации по этим работам [Barrett, Purdy, 1979], близка к полученной нами на профиле 4.

Профиль 1. Для детального исследования строения верхней части земной коры были использованы записи ДС-1 на профиле 1 (см. рис. 7.4). Магнитограммы ДС визуализованы с применением фильтрации (10–40 Гц) и большой скорости развертки для выделения на записях отраженных волн. Качество сейсмограмм позволяло проводить фазовую корреляцию. Построены годографы прямой $Д_0$ и отраженной $Д_1$ волн от сильного отражающего горизонта, соответствующего, по-видимому, поверхности фундамента (рис. 7.7). Расчет пластовой скорости в слое осадков, проведенный по методу квадратичных координат, дал значение 1,66 км/с; мощность слоя около 200 м.

В скв. 396В при бурении был получен разрез до глубины 405 м, включающий 150 м осадков и 255 м базальтовых пород (лав, брекчий, песков и гравия). При акустическом каротаже этой скважины были получены скорости звука для базальтовых пород в интервале глубин 160–340 м; их среднее значение равно 3,1 км/с, а, если исключить незначительные по мощности прослои песка и гравия, – 3,6 км/с [Kirkpatrick, 1979]. Скорости в осадках определялись путем лабораторных измерений в кернах, и их значения лежат в диапазоне от 1,5 до 1,6 км/с [Dmitriev et al., 1978].

Сравнение материалов скв. 396В и результатов сейсмических работ на профиле 1 показывает, что данные о скоростях сейсмических волн

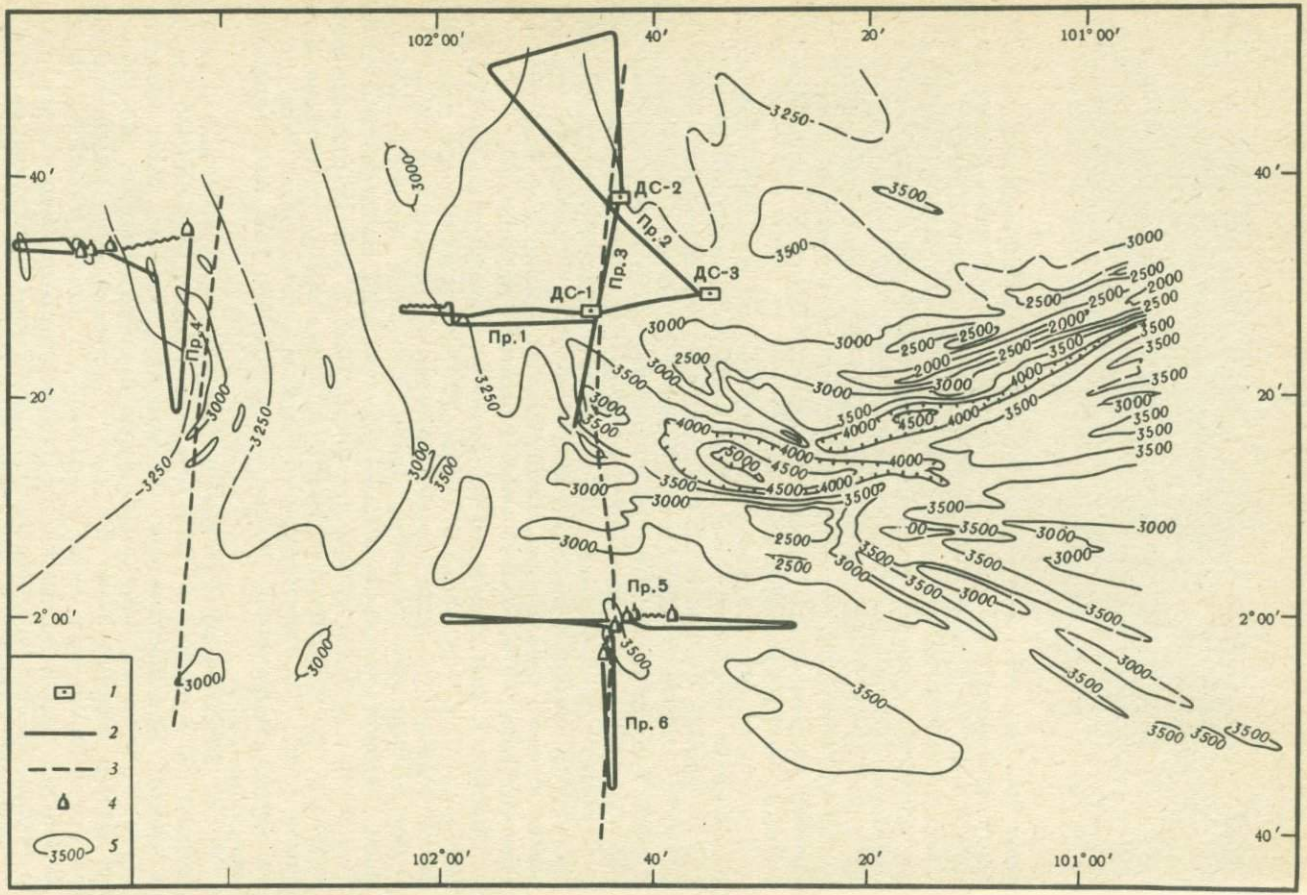

102°00′
40′
20′
101°00′
2°00′
ДС-1
ДС-2
ДС-3
Пр.1
Пр.2
Пр.3
Пр.4
Пр.5
Пр.6
1
2
3
4
5
3500

Рис. 7.8. Схема сейсмических работ в районе впадины Хесса
1 — донные сейсмографы; *2* — профили ГСЗ; *3* — профили НСП; *4* — сейсморадиобуи; *5* — изобаты

в осадочном слое хорошо согласуются. Более детальное разделение слоя осадков по отраженным волнам достаточно надежно выполнить не удается из-за слабой скоростной дифференциации и малой мощности слоя.

На профиле 4 по данным НСП осадки отсутствуют, поэтому сейсмический разрез надо сопоставлять непосредственно с базальтовыми породами скв. 396В. Значение скорости 3,5 км/с для верхнего слоя коры, полученное при ГСЗ, неплохо совпадает со средней скоростью базальтов по результатам каротажа.

Галапагосская зона[3]

Впадина Хесса расположена примерно в 60 км к востоку от гребня ВТП, в вершине клиновидной Галапагосской рифтовой зоны, протягивающейся по параллели 2° с.ш. Глубина впадины превышает 5000 м, окружающие участки дна расположены на глубинах 3000—3500 м, крутизна южного и северного бортов впадины достигает 20° (см. гл. 2).

Район впадины Хесса методом ГСЗ ранее не изучался. Ближайшие профили ГСЗ на гребневых участках ВТП расположены между 9 и 15° ю.ш. [Fisher, Raitt, 1962; Menard, 1960; Raitt, 1956; Woolard, 1972; Woolard, Ocola, 1975] и между 7 и 10° с.ш. [Orcutt et al., 1976; Rosendahl et al., 1976]. По данным первых сейсмических экспедиций земная кора ВТП состоит из трех слоев: первого — очень тонкого осадочного, второго — скорости сейсмических волн 4,3—6,2 км/с и третьего — скорости 6,4—7,0 км/с. Поверхность Мохоровичича вблизи гребня поднятия характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн (7,4—7,7 км/с); она воздымается от флангов к оси ВТП за счет уменьшения мощности третьего слоя коры [Menard, 1960]. Склоны поднятия имеют нормальную океанскую структуру коры и верхов мантии.

Более детальными работами последних лет [Orcutt et al., 1976; Rosendahl et al., 1976] обнаружена зона малых скоростей сейсмических волн (около 5 км/с) в нижней части коры узкого (ширина 10—20 км) приосевого блока ВТП. Установлена четкая зависимость структуры коры от возраста, особенно для первых 5 млн. лет. Низкоскоростная зона существует только в коре, возраст которой менее 1,5 млн. лет. Стратификация верхней части коры на участках ВТП с возрастом до 3 млн. лет выражена слабо: скорость сейсмических волн быстро увеличивается от 5 км/с вблизи поверхности дна до 6,5 км/с на глубине около 2 км. Мантия здесь имеет пониженную сейсмическую скорость (7,6 км/с). На более древних участках кора хорошо разделяется на слои со скоростями, типичными для океанских котловин; поверхность мантии характеризуется обычной скоростью 8 км/с [Orcutt et al., 1976].

Работы методом ГСЗ в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" выполнялись последовательно на трех участках: севернее, западнее и южнее впадины Хесса (рис. 7.8). Наиболее детальная ситема наблюдений была организована на северном участке. Здесь регистрация сейсмических волн осуществлялась тремя ДС, расположенными в вершинах треугольника со сторонами около 10 миль, а излучения проводились по профилям 1—3, проходящим через места расположения ДС. На остальных участках регистрация велась

[3] Раздел написан Ю.П. Непрочновым, В.В. Седовым, Г.А.Семеновым.

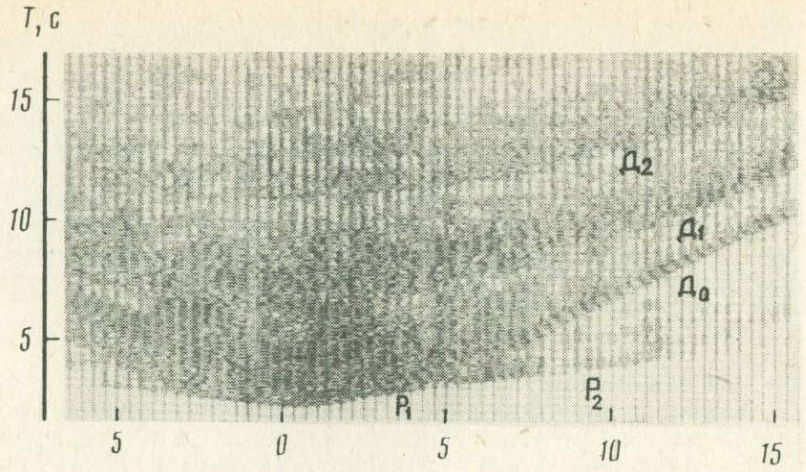


Рис. 7.9. Сводная сейсмограмма (профиль 3)

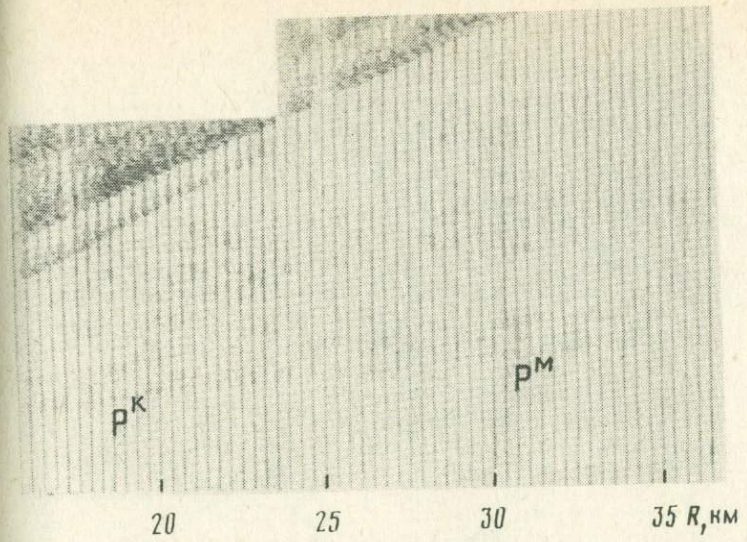
дрейфующими РБ. К западу от впадины исследован профиль 4 длиной около 30 км, а на южном участке – два взаимно перпендикулярных профиля (5 и 6) длиной 60 и 30 км.

Профили 1–3. Глубина океана вдоль профилей изменялась в пределах 3,1–3,4 км. На записях ДС уверенно выделяются прямая волна $Д_0$ и многократно отраженные в водном слое волны $Д_1$ и $Д_2$ (рис. 7.9), которые в процессе интерпретации использовались для уточнения расстояний между точками излучений и приборами.

На всех ДС зарегистрировано сходное волновое поле. В первых вступлениях выделены и прокоррелированы преломленные волны P_1, P_2, P_3 и P^M (рис. 7.10). Кажущиеся скорости этих волн равны соответственно 3,5; 5,5–5,8; 6,3–6,9 и 8,1–8,5 км/с, а интервалы регистрации 3–6, 6–14, 14–25 и 25–40 км. На всех трех профилях получены встречные годографы, которые хорошо увязываются во взаимных точках.

В результате интерпретации годографов преломленных волн получено следующее строение земной коры на этом участке по слоям: верхний – скорость примерно 3,5 км/с, мощность 0,7–0,9 км; второй – скорость около 5,5 км/с, мощность 1,5–1,9 км; третий – скорость 6,8 км/с, мощность 2,5–3,5 км. Поверхность Мохоровичича характеризуется скоростью сейсмических волн 8,2 км/с и залегает на глубине 5 км ниже поверхности дна.

Профиль 4. Глубина океана по профилю изменялась от 2,8 до 3,3 км. На сейсмограммах РБ выделены преломленные волны P_2 и P_3 с кажущимися скоростями соответственно 5,5 и 6,8 км/с и интервалами прослеживания в первых вступлениях 7–10 и 10–24 км. Глубины преломляющих границ определялись по значениям t_0 в предположении горизонтального залегания слоев. Поверхность слоя со скоростью 5,5 км/с расположена на глубине около 0,2 км ниже дна; мощность этого слоя равна примерно 1,5 км. С учетом данных других профилей ГСЗ для лежащего выше слоя принята скорость 3,5 км/с. Третий слой земной коры характеризуется скоростью 6,8 км/с.



Профили 5 и 6. Глубина океана на этом участке изменялась от 2,9 до 3,6 км. На записях РБ выделены и прокоррелированы в первых вступлениях преломленные волны P_1, P_2, P_3 и P^M с кажущимися скоростями соответственно 3,5; 5,0–5,5; 6,4–6,8 и 8 км/с и интервалами регистрации 5–7, 7–10, 10–22 и 22–29 км. В результате совместной интерпретации годографов профилей 5 и 6 построен следующий разрез земной коры: верхний слой имеет скорость 3,5 км/с и мощность 0,7 км; ниже залегает слой со скоростью сейсмических волн около 5,5 км/с и мощностью 1,5–2,0 км; третий слой – скорость примерно 6,8 км/с, мощность 3,6 км. Поверхность Мохоровичича со скоростью около 8 км/с расположена на глубине 6 км ниже поверхности дна.

Таким образом, все три исследованных участка вокруг впадины Хесса имеют близкое строение земной коры; на профилях отмечаются только небольшие различия в мощностях отдельных слоев; различия в значениях скоростей находятся, как правило, в пределах точности определений.

Сопоставление сейсмических разрезов, полученных при ГСЗ в районе впадины Хесса, с разрезами земной коры по другим участкам ВТП [Fisher, Raitt, 1962, Menard, 1960, Raitt, 1956] показывает их принципиальное сходство. В районе наших исследований мощность третьего слоя коры также оказалась уменьшенной по сравнению с нормальной корой океанских котловин, что ранее отмечалось Менардом для другого района ВТП [Menard, 1960]. Вместе с тем на профилях ГСЗ 24-го рейса нис "Академик Курчатов" не выделяются зоны пониженных скоростей в коре и мантии под ВТП, о которых имеются достаточно достоверные сведения в ряде опубликованных работ [Orcutt et al., 1976; Rosendahl et al., 1976]. Этот факт еще раз подтверждает вывод об очень малой ширине аномальной зоны, приуроченной к гребню ВТП [Orcutt et al., 1976].

Сравнение разрезов ГСЗ с образцами пород, поднятых со склонов и дна впадины Хесса, позволило определить состав основных слоев земной коры исследованного участка ВТП [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. Слою

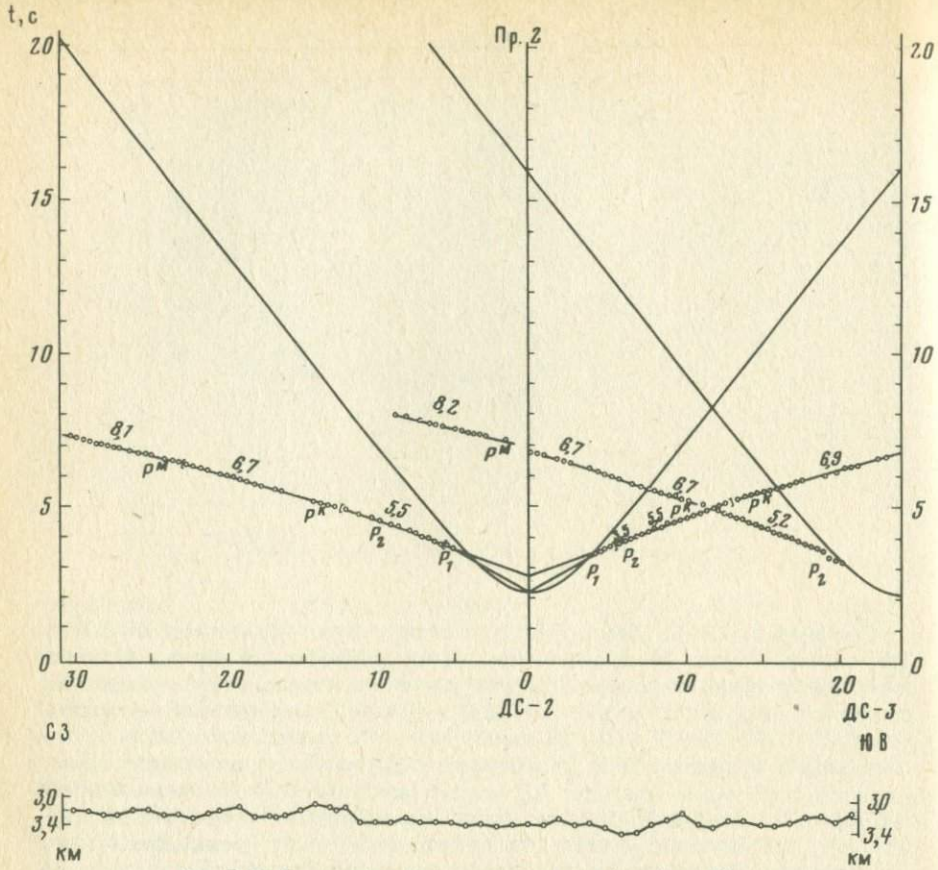


Рис. 7.10. Годографы преломленных волн (профиль 2)

со скоростью сейсмических волн 3,5 км/с соответствуют базальтовые лавы, со скоростью 5,5 км/с — базальт-долеритовый дайковый комплекс, со скоростью 6,8 км/с — комплекс габброидов; граница со скоростью 8 км/с, вероятно, отвечает разделу между габброидами и перидотитами.

Разлом Академика Курчатова[4]

На западном склоне ВТП, в районе разлома Академика Курчатова, открытого и обследованного в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов", были проведены детальные работы методом ГСЗ на трех профилях (рис. 7.11). Первый профиль проходил по южному крылу разлома параллельно его оси, второй — в поперечном относительно разлома направлении, третий — вдоль ущелья разлома. Всего на профилях было установлено шесть ДС; хорошие записи получены на четырех. Длина профилей составляла 60—110 км.

Наиболее детальная система, состоящая из встречных и нагоняющих годографов, осуществлена на профиле 1 (рис. 7.12*а* см. вкл.). Здесь запи-

[4] Раздел написан А.Ф. Непрочновой и В.В.Седовым.

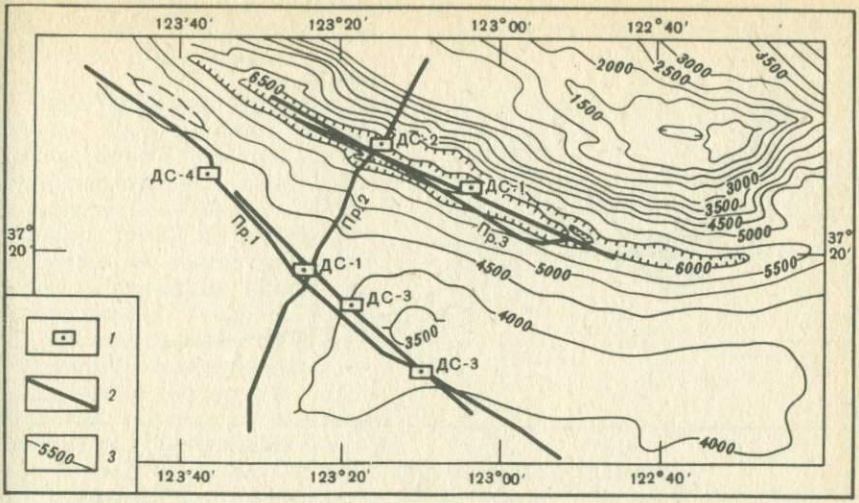


Рис. 7.11. Схема работ ГСЗ в районе разлома Академика Курчатова
1 — донные сейсмографы; *2* — профили ГСЗ; *3* — изобаты

си получены тремя ДС. Расстояния между регистрирующими станциями ДС-1, ДС-3 (2), ДС-3 (1) соответственно были равны 10 и 15,6 км. На каждом из остальных профилей оказалось возможным получить систему из двух ветвей годографов (в обе стороны от ДС).

Максимальная дальность регистрации полезных волн — 70 км (профиль 1, ДС-3 (1)). На записях ДС-1 и ДС-3 (1) этого профиля преломленные волны выделены на расстояниях до 47 км. Длина остальных ветвей годографов, включая и годографы профилей 2 и 3, ограничена длиной отработанных участков и не превышает 35 км.

Основной отличительной чертой зарегистрированного волнового поля является слабая дифференциация по скоростям. Годографы первых волн на всех профилях не имеют четких и резких изломов и характеризуются (за исключением ветви профиля 2 вкрест разлома) плавным увеличением кажущихся скоростей от 3,5—4,0 км/с на ближних дистанциях до 8—8,7 км/с на расстояниях свыше 20—35 км. Это в значительной степени осложняет расшифровку волновой картины.

Анализ кинематических и динамических характеристик волнового поля для каждого профиля все же позволил выявить некоторые его закономерности. Так, на годографах каждой регистрирующей станции профиля 1 и на годографах профиля 2 (его части на южном крыле разлома) в интервале 4—5 км можно выделить ветви годографов с кажущейся скоростью 3,5—4,0 км/с. Далее также на небольшом участке (1—2,5 км) годографы характеризуются кажущейся скоростью 4,5—4,9 км/с. Следующий участок годографа имеет кажущуюся скорость 5,5—5,9 км/с, протяженность его 3—3,5 км. В интервале от 9 до 20—27 км годографы всех станций характеризуются скоростью 6,5—6,8 км/с. На длинных годографах профиля 1 можно выделить участки с кажущимися скоростями порядка 7 км/с (в интервале от 17—20 до 30—38 км). На больших расстояниях из-за малой интенсивности волн и нечеткого их вступления годографы не совсем уверенно удается аппроксимировать прямой с кажущейся скоростью около 8 км/с.

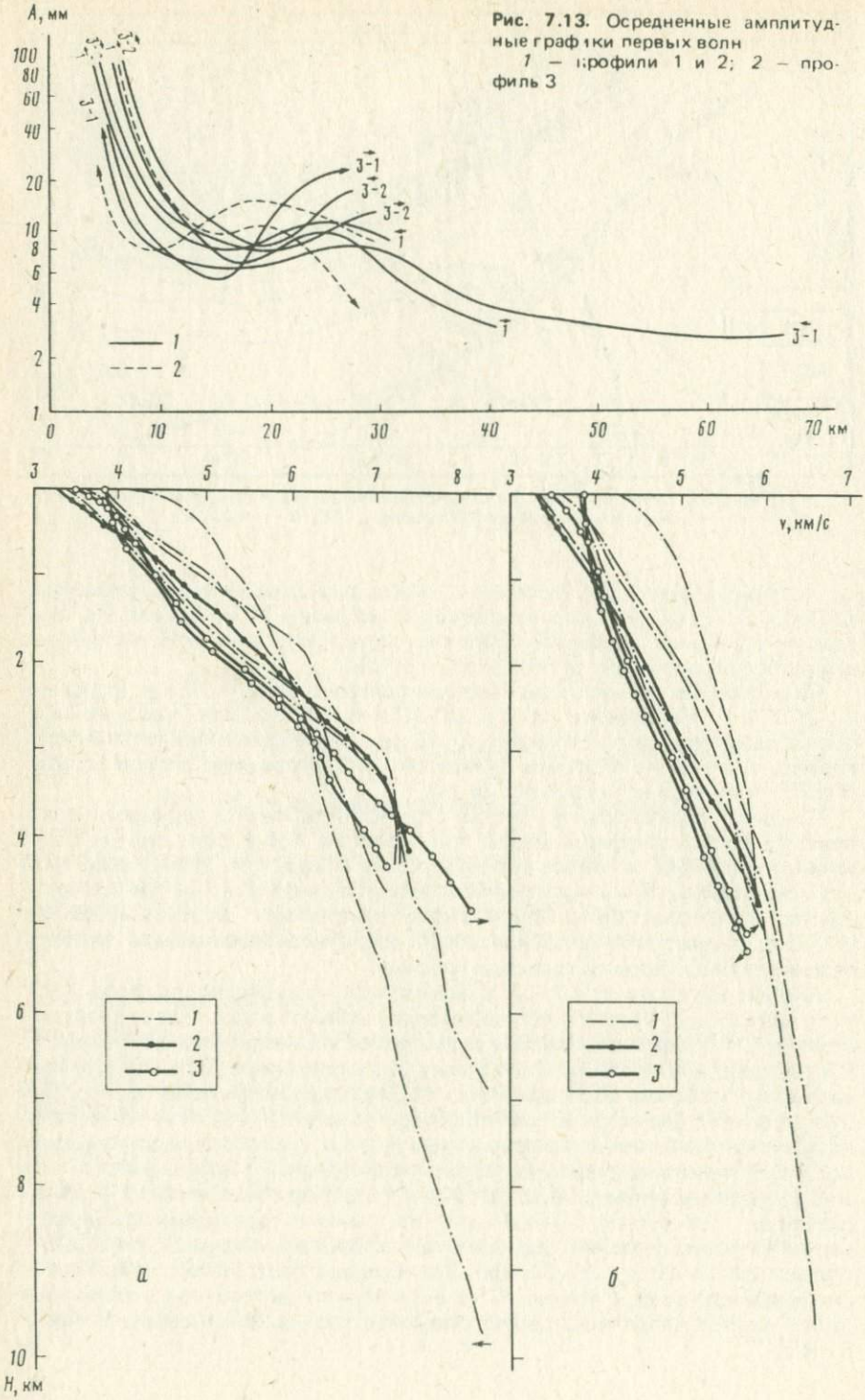


Рис. 7.13. Осредненные амплитудные графики первых волн
1 — профили 1 и 2; *2* — профиль 3

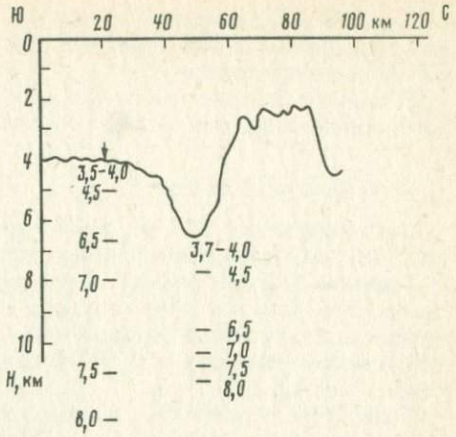


Рис. 7.15. Схематический разрез земной коры в изолиниях скоростей

На годографах профиля 3 (рис. 7.12, *б*, см. вкл.) первая ветвь длиною 1–2 км также характеризуется кажущейся скоростью 3,7–4,0 км/с. С расстояний 19–20 км кажущиеся скорости на левой и правой ветви годографов равны соответственно 7,8 и 8,2–8,7 км/с. В промежуточном интервале годографы характеризуются кажущимися скоростями 5,0–5,5; 6,4 и около 7 км/с на сравнительно небольших участках (порядка 3–5 км), но разделение это весьма условно.

Сравнивая все годографы и амплитудные графики, следует отметить следующее:

годографы всех профилей занимают узкую по времени полосу: максимальное расхождение достигает 0,3–0,5 с;

в ущелье разлома (профиль 3) волны с кажущейся скоростью, примерно равной 8 км/с, выходят в первые вступления значительно раньше (около 20 км), чем на профиле 1 (35–40 км);

осредненные амплитудные графики первых волн для всех станций аналогичны по характеру поведения на малых (до 10 км) расстояниях; на расстояниях свыше 10 км наблюдается различие между графиками для профилей 3 и 1 (рис. 7.13);

на профиле 1 имеется область, где на всех нагоняющих ветвях в волновом поле происходит затухание первых волн или значительное ослабление их интенсивности.

Отмеченное выше плавное увеличение кажущихся скоростей первых волн с расстоянием определило выбор методики интерпретации. По наблюденным годографам с использованием способа С.В. Чибисова были рассчитаны истинные скорости в среде, способом О.К. Кондратьева – средние скорости; а разрезы земной коры по каждому профилю построены в изолиниях скоростей.

Анализ графиков истинных и средних скоростей в зависимости от глубины (рис. 7.14) и схематического разреза земной коры (рис. 7.15) позволяет сделать следующие выводы о строении земной коры зоны разлома Академика Курчатова.

Как на южном крыле, так и в ущелье разлома практически на поверхность дна выходят породы, имеющие скорость продольных сейсмических волн 3,5–4,0 км/с.

Для всех профилей вертикальный градиент скорости до глубины 2–3 км примерно одинаков, а глубже градиент в ущелье разлома больше, чем на крыле.

Общая мощность земной коры в ущелье разлома почти в 2 раза мень-

Рис. 7.14. Графики $v(H)$

а – истинные скорости; *б* – средние скорости; *1* – профиль 1; *2* – профиль 2; *3* – профиль 3

ше, чем на южном крыле (около 4,5 и 8 км соответственно). Утолщение коры на южном крыле происходит за счет нижних частей коры со скоростью больше 6,5 км/с.

Различие в строении коры ущелья и южного крыла разлома проявляется в изолиниях скоростей, начиная с уровня 7,0 км/с.

Императорский разлом[5]

Схема работ по ГСЗ в районе Императорского разлома приведена на рис. 7.16. Наблюдения выполнены на двух профилях.

Профиль 1. Этот профиль расположен на северо-восточном блоке Императорского разлома почти параллельно его ущелью. Глубина океана по профилю изменяется в больших пределах (от 4,1 до 5,1 км), однако основной участок профиля, где располагались ДС, имеет меньший диапазон глубин — от 4,5 до 5,1 км.

Выполнена обработка и интерпретация данных двух приборов: ДС-1 и ДС-9. Годографы первых волн, построенные по записям обоих ДС приведены на рис. 7.17. Несмотря на сложный характер волнового поля (сравнительно небольшие участки уверенной корреляции волн, наличие зон с сильным затуханием, искривления и скачки годографов), который свидетельствует о существенных горизонтальных неоднородностях среды, на профиле удалось выделить и идентифицировать три основные группы волн: P_2, P_3 и P^M. Волна P_2 имеет область регистрации в первых вступлениях 5—15 км и кажущиеся скорости в среднем 5,5 км/с (на ровных участках профиля); волна P_3 — соответственно 15—25 км и 6,5—7,0 км/с; волна P^M выделяется в интервале 25—40 км и характеризуется кажущейся скоростью около 8,2 км/с.

Определения по значениям t_0 дали следующую осредненную колонку земной коры для центральной части профиля: слой воды — скорость 1,5 км/с, мощность 5 км; осадочный слой — скорость 2,0 км/с (условное значение), мощность от 0 до 300 м; второй слой — скорость 5,5 км/с, мощность 2,5 км; третий слой — скорость 6,8 км/с, мощность 3 км; поверхность М — скорость 8,2 км/с.

Профиль 2. Профиль расположен на юго-западном блоке Императорского разлома; глубина океана 5,2—5,6 км. На профиле были установлены два ДС в одной точке (ДС-3 и ДС-11) и один РБ на удалении 28 км. Применялся ПИ с объемом рабочей камеры 5 л. Скорость буксировки ПИ была 15 км/ч; глубина погружения 7 м. Излучения проводились с интервалом следования 12 с.

На сейсмограммах ДС до расстояния 3 км в первых вступлениях прослеживается прямая волна $Д_0$; в последующих вступлениях она выделяется до 16 км. В интервале 3—8 км в первых вступлениях регистрируется волна P_2 с кажущейся скоростью 5,5 км/с.

На сейсмограммах РБ отраженная от поверхности дна волна $Д_1$ регистрируется в первых вступлениях до 6 км. Далее она сменяется волной P_2 с кажущейся скоростью 5,5 км/с, которая выделяется до расстояния 14 км.

В результате обработки сейсмограмм ДС и РБ были построены годографы первых волн (рис. 7.18). Расстояния между прибором и пунктом излучения определялись по данным спутниковой навигации и уточнялись по вступлениям волн $Д_0$ (для ДС) и $Д_1$ (для РБ). Наблюденные годографы этих волн хорошо совпали с соответствующими теоретическими годографами, рассчитанными для условий профиля.

---

[5] Разлом написан Ю.П. Непрочновым и Г.А. Семеновым.

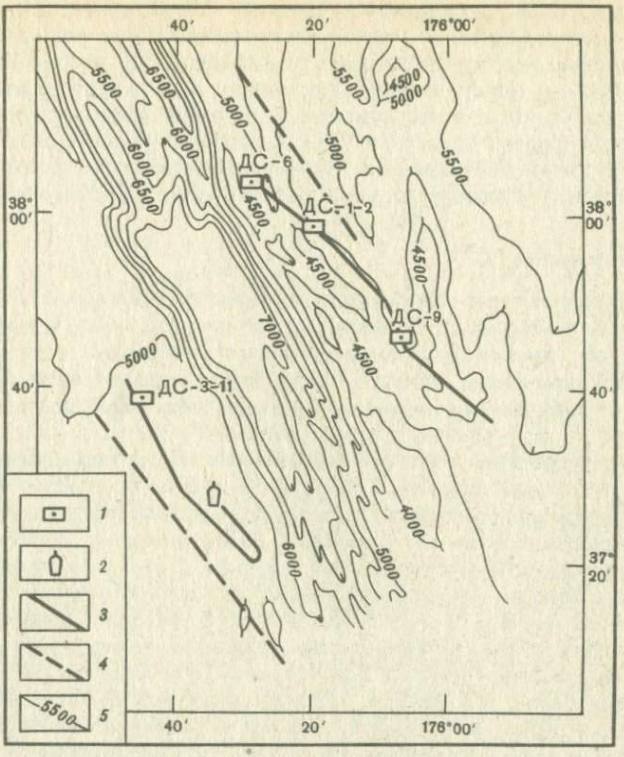
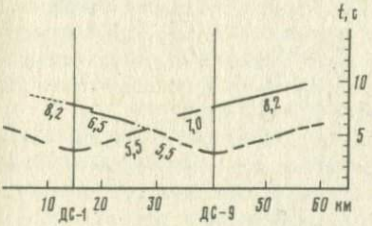


Рис. 7.16. Схема работ ГСЗ в районе Императорского разлома

1 — донные сейсмографы; *2* — сейсморадиобуй; *3* — профили ГСЗ; *4* — профили НСП; *5* — изобаты



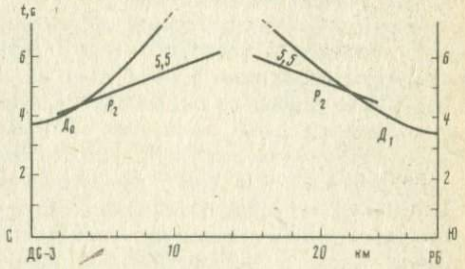


Рис. 7.17. Годографы первых волн (профиль 1)

Рис. 7.18. Годографы первых волн (профиль 2)

Равенство кажущихся скоростей на встречных годографах преломленных волн P_2 свидетельствует о близком к горизонтальному залегании соответствующей преломляющей границы. Глубины границы на участках, примыкающих к ДС и РБ, были определены по методу t_0.

В результате интерпретации построена следующая колонка земной коры: слой воды — скорость 1,5 км/с, мощность 5,4 км; слой неуплотненных осадков — скорость 1,8 км/с (принятое значение), мощность при-

мерно 0,3 км; слой со скоростью 5,5 км/с. Таким образом, на профиле 2 получено такое же строение верхней части земной коры, как на профиле 1.

Сопоставление экспериментальных годографов ГСЗ в зоне Императорского разлома с теоретическими расчетами годографов преломленных волн показало наилучшее соответствие этих годографов в случае неоднородно-слоистой модели среды: земная кора состоит из слоев со скоростями 1,8; 5,5 и 6,8 км/с с вертикальными градиентами скорости внутри каждого слоя; мощности слоев соответственно равны 0–0,3; 2,5 и 3,0 км.

Сравнение данных ГСЗ[6]

Представляет интерес сопоставить результаты сейсмических исследований в зонах глубинных разломов. При этом надо иметь в виду, что исследования во многих случаях отличаются методикой и детальностью. На рис. 7.19 приведены примеры годографов первых волн по данным советских и зарубежных экспедиций. Годографы максимальной длины (до 70–80 км) получены в ущелье разлома Атлантис и желобе Витязя, а также на южном крыле разлома Академика Курчатова. Длина годографов в остальных исследованных районах обычно не превышает 25–40 км.

Наиболее аномальное волновое поле зарегистрировано в ущельях трансформных разломов Атлантис и Витязя. Здесь выделены волны P_2, P_1^M и P_2^M, характеризующиеся скоростями 5,3–5,5; 7,2–7,5 и около 9 км/с. Осредненные области их прослеживания в первых вступлениях равны соответственно 6–18; 18–43 и 43–70 км. В ущельях разломов Вима, Академика Курчатова и Океанограф первыми регистрируются волны со скоростями 3,5–4,4 км/с на расстояниях от 6–8 до 15 км. Волны P_2 со скоростью около 5,5 км/с в ущельях разломов Вима и Океанограф не зарегистрированы, а в ущелье разлома Академика Курчатова имеют очень малую область прослеживания. В этих ущельях волны P^M, выделенные уже с расстояний 20 км, характеризуются нормальной скоростью 8,0 км/с. В ущельях разломов Океанограф и Академика Курчатова зарегистрированы волны со скоростями 6,5–7,0 км/с. На годографах в ущелье разлома Вимы таких волн нет.

На крыльях всех разломов, за исключением желоба Витязя, Императорского разлома и северного блока разлома Меррей, первыми выделены волны со скоростями 3,5–4,5 км/с на расстояниях 3–7 км. Зарегистрированы также волны со скоростями 6,5–6,8 км/с, характерными для основного, третьего слоя океанских котловин. Области их прослеживания от 8–15 до 22–40 км. Волны P^M имеют скорости 8,0–8,2 км/с.

На рис. 7.20 (см. вкл.) приведены осредненные разрезы земной коры для ущелий трансформных разломов и прилегающих к ним блоков. Анализ этих данных позволяет отметить следующие особенности строения земной коры и верхов мантии. Ущелья трансформных разломов, как правило, характеризуются аномальным глубинным строением по сравнению с типичной океанской корой. Во многих из них (разломе Атлантис, желобе Витязя, разломах Западно-Индийского хребта) вместо обычных границ со скоростями 6,8 и 8,2 км/с обнаружены породы со скоростями 7,2–7,5 км/с, которые предположительно относятся к разуплотненной верхней мантии. В ущельях разломов Вима и Академика Курчатова скорости сейсмических волн в верхах мантии близки к нормальным, но мощность коры существенно меньше, чем на прилегающих приподнятых блоках, за счет сокращения третьего слоя. Важно отметить, что аномальное

[6] Раздел написан А.Ф. Непрочновой.

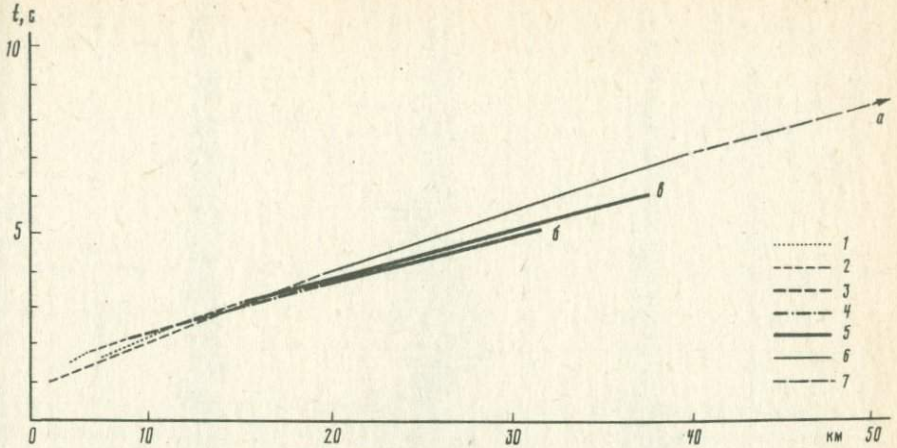


Рис. 7.19. Годографы первых волн для ущелий глубинных разломов
а — желоб Витязя и Атлантис; *б* — Академика Курчатова; *в* — Вима
1 — волна P_1 (скорость 3,5–4,0 км/с); *2* — P_2 (5,0–5,5 км/с); *3, 4* — P_3 (6,5–7,0 км/с); *5–7* — P^M, P_1^M и P_2^M (8,0; 7,2–7,5 и 8,5–9 км/с соответственно)

строение под ущельями трансформных разломов в большинстве случаев сохраняется даже на значительном удалении от гребней срединных хребтов.

На крыльях трансформных разломов, несмотря на заметные вариации отдельных слоев, общая мощность коры почти вдвое больше, чем в ущельях, а ее состав в целом ближе к типичной океанской коре. Практически везде на крыльях присутствует слой со скоростями 3,5–3,6 км/с и мощностью 0,2–1,0 км. Мощность третьего слоя коры равна 3,0–5,5 км.

4. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Задачи сейсмологических наблюдений в обоих рейсах сводились в основном к следующему:

1) изучению сейсмичности как характеристики современной тектонической активности исследуемых районов;

2) исследованию повторяемости землетрясений малых энергий ($K = 3 \div 8$) в целях получения дополнительных критериев, позволяющих отнести изучаемые зоны разломов к тому или иному тектоническому типу (рифтовая зона, трансформный разлом и т.д.);

3) оценке приуроченности очагов землетрясений к тектоническим структурам для получения информации о характере и направлениях современных тектонических движений в изучаемых районах.

Из-за напряженного графика работ на полигонах проводить специальные сейсмологические наблюдения в рейсах не представлялось возможным. Тем не менее были сделаны попытки подойти к решению поставленных задач параллельно с работами по ГСЗ. Сейсмические наблюдения проводились на пяти полигонах: I и II в Атлантике, III и IV в Тихом океане — в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" и на полигоне II 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". Сроки наблюдений и число применявшихся приборов на каждом из полигонов представлены в табл. 7.1. Землетрясения энергетических классов от 3 до 8 были зарегистрированы только на по-

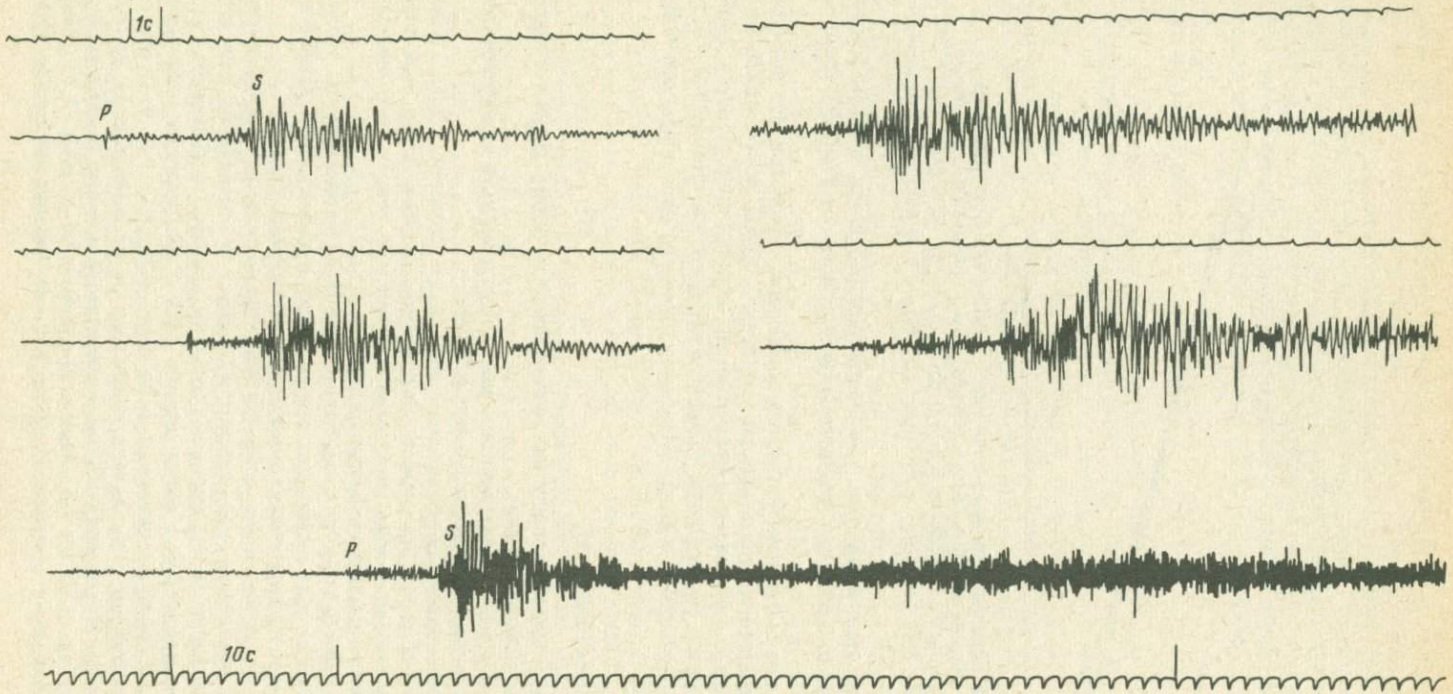


Рис. 7.21. Примеры записи землетрясений

Таблица 7.1

Сведения о ДС

Разлом	Число ДС	Глубина постановки ДС, км	Дата начала наблюдений	Длительность наблюдения, ч
Атлантис	4	4,2–5,5	13.I 1977 г.	45
Кейн	3	4,2–4,4	19. I 1977 г.	22
Впадина Хесса	3	3,2–3,4	5. II 1977 г.	66
Академика Курчатова	6	4,0–6,5	14. III 1977 г.	86
Императорский	6	4,9–5,2	25. VIII 1979 г.	100

лигоне III в Тихом океане (район впадины Хесса). На полигонах в районе разломов Атлантис и Кейн в Атлантике и разломов Академика Курчатова и Императорского в Тихом океане за время наблюдений не было зарегистрировано ни одного землетрясения.

Регистрация землетрясений в районе впадины Хесса проводилась попутно с ГСЗ. Сейсмологические наблюдения дали материал для оценки повторяемости землетрясений малых энергий и их приуроченности к морфологическим структурам дна, что позволило получить дополнительную информацию о современной тектонической активности района. За время непрерывных наблюдений (2,7 сут) ДС в районе впадины Хесса зарегистрировано 33 местных землетрясения, для которых удалось на сейсмограммах выделить *P*- и *S*-волны и определить разницу из вступлений (*S*—*P*). Примеры записей землетрясений приведены на рис. 7.21. Для зарегистрированных землетрясений была выполнена энергетическая классификация и определены эпицентры. Достаточно надежно удалось определить координаты эпицентров для 20 землетрясений, положение которых показано на рис. 7.22.

Поскольку на записях вертикального сейсмографа вступление волн обычно нечеткое, для уточнения использовался способ построения графика Вадати и сопоставления с теоретическим графиком, соответствующим отношению скоростей волн *P* и *S*, равному 1,8. Это особенно важно при малом числе станций. Построение надежного графика Вадати стало возможным благодаря тщательной службе точного времени на борту судна и в донных станциях.

Для определения координат эпицентров землетрясений использовалась палетка изохрон, построенная для фиктивной скорости 8,5 км/с и глубины очага 3 км. Погрешность определения координат составляла 3–5 км, кроме самого удаленного землетрясения в юго-восточном углу полигона (см. рис. 7.22), для которого ошибка может достигать 20 км.

Оценка глубины очагов землетрясений проводилась по методу теоретического годографа и качественно по соотношению амплитуд *P*- и *S*-волн. Глубину очагов удалось определить только приблизительно из-за малого числа станций и их одностороннего расположения относительно эпицентра зоны. Установлено, что очаги землетрясений находятся в пределах земной коры, их глубина не превышает 7–10 км.

Определение энергетического класса землетрясений проводилось, как это принято для близких землетрясений, по сейсмической энергии *E*, переносимой группой *S*-волн через поверхность референц-сферы радиусом 10 км. При этом учитывалось удвоение амплитуд на свободной поверх-

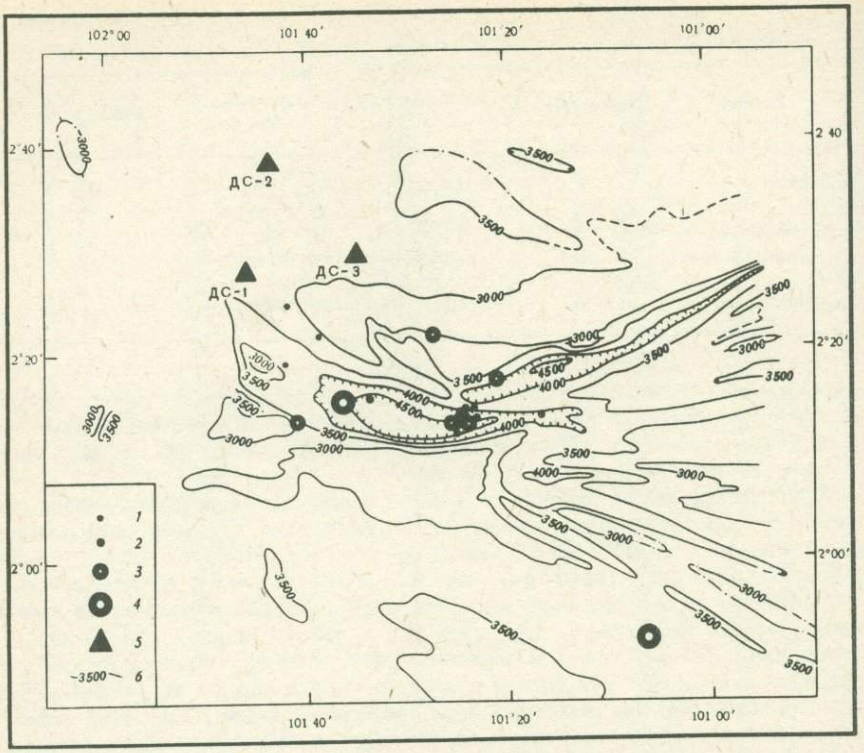


Рис. 7.22. Расположение эпицентров землетрясений, зарегистрированных в районе впадины Хесса

1–4 — классы землетрясений соответственно 4, 5, 6 и 8; *5* — донный сейсмограф; *6* — изобаты

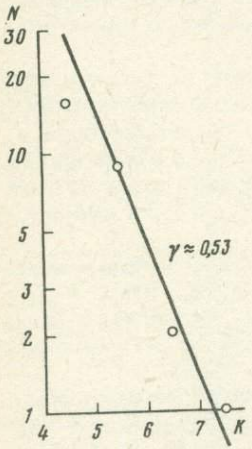


Рис. 7.23. График повторяемости землетрясений

N — количество землетрясений; *K* — класс землетрясений, γ — наклон графика повторяемости

ности и поток энергии вычислялся через полусферу в связи с малой глубиной очагов.

Для построения графика повторяемости (рис. 7. 23) землетрясения были разбиты по классам на группы с центрами 4,5; 5,5; 6,5 и 7,5. Такой выбор центров обусловлен тем, что три сильных землетрясения тяготеют к классам 6,5 и 7,5. Следует отметить, что из-за ограниченного времени наблюдений число зарегистрированных землетрясений оказалось недоста-

точным для надежного определения наклона графика повторяемости γ. Малопредставительным оказался низший класс 4,5 из-за того, что для него предельная дальность регистрации меньше размеров описываемого активного района. Приблизительная оценка γ по уравнению $\lg N = 3{,}87 - \gamma K$ дала величину 0,53 (см. рис. 7.23).

Площадь активного района, к которой отнесена наблюдавшаяся сейсмичность, составляла 2400 км^2. Оценка осредненной сейсмической активности района дала значение $A_{10} = 2$, где A_{10} — число землетрясений 10-го класса, происходящих на площади 1000 км^2 в течение года.

Проведенные сейсмологические наблюдения позволяют отнести район впадины Хесса к тектонически активным районам. Наклон графика повторяемости землетрясений оказался близким к значению γ, определенному для рифтовой зоны Индийского океана [Рыкунов, Седов, 1972]. Концентрация очагов землетрясений у вершины клиновидной морфологической структуры (см. рис. 7.22) свидетельствует о преобладании напряжений растяжения. Таким образом, сейсмологические данные хорошо подтверждают сделанные ранее на основе геоморфологических и геомагнитных материалов выводы о молодой рифтовой природе Галапагосского поднятия, в частности впадины Хесса.

ГЛАВА 8

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ ЗОН РАЗЛОМОВ

1. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" были получены новые данные о составе осадочного слоя в зонах крупных глубинных разломов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие и прилегающие к ним океанские котловины.

Разлом Атлантис. Материал об осадочном покрове в зоне этого разлома был получен на пяти станциях. В центральной части северной депрессии этого полигона (ст. 2135, глубина 5520 м) прямоточной трубкой поднято 560 см осадков плейстоцена, которые представлены пелитовым глинисто-карбонатным (главным образом кокколитовым) илом. Содержание $CaCO_3$ в них составляет от 49,5 (на поверхности дна) до 70,0%, Fe — 1,56—2,75%, Mn — 0,19—0,30%, Ti — 0,12—0,26% (в пересчете на бескарбонатное вещество их содержание следующее: Fe — 4,85—5,45%, Mn — 0,55—0,65%, Ti — 0,40—0,47%). В абиогенной части песчано-алевритовых фракций (их основа представлена кальцитом в форме скелетных остатков фораминифер и кокколитов) преобладают основные плагиоклазы, имеются гидроокислы железа, микростяжения Fe—Mn, а также вулканическое стекло (основное и кислое), моноклинные пироксены, обломки пород и единичные зерна других минералов (кварц, черные рудные, роговая обманка).

Сходные по составу осадки обнаружены на нижней части склона другой депрессии (ст. 2132, глубина 5400 м). Дночерпательная проба мощностью 10 см состоит из пелитового глинисто-карбонатного (кокколитового) светло-коричневого ила, который на 50% представлен биогенным карбонатом кальция. Содержание Fe равно 2,55%, Mn — 0,27%, Ti — 0,22% (в пересчете на бескарбонатное вещество соответственно 5,15; 0,55; 0,44%).

В абиогенной части песчано-алевритовых фракций здесь обнаружено относительно много основных плагиоклазов, гидроокислов железа, гли-

нистых агрегатов, а в наиболее крупнозернистой части (более 0,5 мм) фракций — кварца и вулканических стекол основного состава. В небольшом количестве присутствуют железомарганцевые микростяжения, моноклинные пироксены, роговые обманки, кислые плагиоклазы и другие минералы.

В северной части полигона на плато (ст. 2128, глубина 4240 м) получена колонка длиной 415 см. Она представлена алевритово-пелитовым карбонатным (фораминиферово-кокколитовым) илом плейстоценового возраста. Содержание $CaCO_3$ в осадках меняется от 70 до 89%, Fe составляет 0,57–1,45%, Mn — 0,08–0,13%, Ti — 0,05–0,13% (в пересчете на бескарбонатное вещество содержание этих элементов следующее: Fe — 3,81–6,90%, Mn — 0,40–0,82%, Ti — 0,38–0,62%). Структура осадков неравномернозернистая, обусловленная присутствием на фоне пелитоморфного кокколитового кальцита скелетов фораминифер песчано-алевритовой размерности. Полости некоторых крупных фораминифер выполнены пелитоморфным глинистым веществом, реже — железоглинистым. Среди пелитоморфного материала отмечаются глобули железа и неправильной формы железоглинистые образования, в более крупных выделениях встречаются единичные изометричные зерна основного плагиоклаза.

Изучение некарбонатной части песчано-алевритовых фракций показало, что в основном они сложены глинистыми агрегатами. Кроме того, часто наблюдались железомарганцевые стяжения, гидроокислы железа, плагиоклазы, вулканические стекла основного состава, моноклинные пироксены и обломки пород.

Во время драгирования на ст. 2130 (глубина 5786–4100 м) и ст. 2140 (глубина 5492–5320 м) на склонах впадины получены пробы красной глубоководной глины, основную часть которой составляют глинистые частицы и их агрегаты. Глина (ст. 2140) совсем не содержит карбоната кальция, железо в ней составляет 6,6%, марганец — 1,23%, титан — 0,63%. Песчано-крупноалевритовая фракция представлена железомарганцевыми и глинистыми агрегатами (в основном), относительно много гидроокислов железа, зубов и костей рыб, встречены также обломки пород, плагиоклазы (основные), моноклинные пироксены, черные рудные минералы.

Полученные данные свидетельствуют об изменчивом как по составу, так и по мощности осадочном слое в исследованной части разлома Атлантис. Пологие участки дна сохраняют осадки, поступающие, по всей вероятности, в результате переотложения; на крутых склонах впадины современная седиментация практически не происходит. В течение плейстоцена в данной зоне разлома в осадконакоплении основную роль играл карбонатный материал, притом в значительной части переотложенный. Небольшое количество осадочного материала образовалось непосредственно в самом разломе в результате разрушения коренных пород дна, подтверждением чему служит наличие в осадках базальтового комплекса минералов.

Поднятие Альбатрос (плита Кокос). На восточной окраине этой структуры, входящей в систему ВТП, донные осадки получены на двух станциях. На ст. 2145 (глубина 3620 м) колонка длиной 430 см представлена переслаиванием пелитовых глинистых коричневых и алевритово-пелитовых карбонатно-глинистых светло-коричневых илов плейстоценового возраста. Содержание карбоната кальция колеблется в широких пределах — от < 1 до 49%, причем карбонатным материалом, сложенным в основном скелетами фораминифер и кокколитов, наиболее обогащена нижняя часть колонки (350–430 см). В средней части колонки (85–270 см) относительно повышено содержание биогенного кремнистого материала. Железо в осадках

составляет 2,75–5,75%, марганец – 0,97–4,66%, титан – 0,12–0,26%, а в пересчете на бескарбонатное вещество пределы значений этих элементов следующие: Fe – 4,04–6,21%, Mn – 1,21–5,82%, Ti – 0,20–0,29%. Обращает внимание высокое содержание марганца, которым существенно обогащены осадки по всей длине колонки, а максимальное его количество (5,82%) обнаружено в верхнем слое (0–10 см). Основная часть этого элемента сосредоточена в легкорастворимой фазе Mn^{4+} (0,75–4,39% в натуральном осадке).

Высокое, ранее не отмечавшееся для этой области, содержание марганца встречено и на ст. 2146 (глубина 3550 м). Поднятый дночерпателем на этой станции монолит осадков мощностью 15 см состоит из алевритово-пелитового карбонатно-глинистого ила коричневого цвета, обогащенного кремнистым материалом. Содержание $CaCO_3$ составляет 62,0–66,5%, Fe – 2,35–2,55%, Mn – 2,15–2,25%, Ti – 0,06–0,07% (в пересчете на бескарбонатное вещество Fe – 6,71–7,00%, Mn – 5,65–6,71%, Ti – 0,18%).

Минеральный состав песчано-алевритовых фракций осадков показывает, что абиогенная часть фракций сложена терригенно-вулканогенным комплексом минералов, в котором явно доминирует бесцветное вулканическое стекло. Постоянно присутствуют плагиоклазы (чаще основные и средние), буро-зеленое вулканическое стекло. В качестве акцессориев встречены биотит, хлорит, моноклинные пироксены, роговые обманки, эпидот-цоизит и др. Некоторые интервалы обогащены глинистыми агрегатами, развивающимися по вулканическому стеклу. На ст. 2146 в верхнем слое и на горизонте 120–130 см песчано-алевритовые фракции большей частью сложены образованиями марганца в виде сгустков, стяжений и т.п.

Таким образом, резкое обогащение осадков марганцем в этой области дна, по всей вероятности, предопределено участием эндогенного вещества в процессе седиментации. Подсчитанный железомарганцево-титановый модуль в изученных осадках равен 22,36–76,66. Как известно [Страхов, 1976], высокие значения (более 25) этого модуля могут служить подтверждением наличия в осадках эксгалятивного компонента.

Глинистые минералы в колонке ст. 2145 (во фракции менее 0,001 мм) представлены в основном Fe-монтмориллонитом разной степени окристаллизованности, мало устойчивым к 1*N* HCl. В отдельных горизонтах, в том числе на поверхности осадка, глинистые минералы отсутствуют. Генезис Fe-монтмориллонита возможен при низких температурах согласно модели, предложенной Хейном и др. [Hein et. al., 1979], а именно из коллоидных растворов гидроокислов железа, поступающих из зоны спрединга, и кремнезема, образующегося при растворении кремниевых организмов.

Литолого-минералогическая характеристика осадков свидетельствует, что осадконакопление в области поднятия Альбатрос в плейстоцене было обусловлено седиментацией генетически разнородного вещества – терригенного, биогенного и вулканогенного, причем каждый из этих компонентов играл довольно существенную роль.

Впадина Хесса. Эта впадина находится в области активного в настоящее время тектонического разлома, пересекающего в субширотном направлении Галапагосское поднятие. Донные осадки, изученные во впадине Хесса, принадлежат двум генетическим группам: биогенным осадкам, главным образом известковым, занимающим верхние склоны впадины, и эдафогенным, залегающим в самых глубоких ее частях [Мурдмаа, Розанова, 1976]. Было показано, что осадки впадины имеют признаки гидротермального воздействия, в результате которого они обогащены рудными компонентами.

В результате драгирования и работ с геологическими трубками в зоне разлома впадины Хесса (ст. 2147–2157) были получены новые, хотя и

немногочисленные, сведения об осадках, покрывающих небольшие локальные участки дна. Как показали геологические работы, на дне имеются выходы базальтов, чаще всего не прикрытых осадками.

Со дна впадины (ст. 2154, глубина 5130 м) получены небольшие комки глины двух разностей: а) красновато-бурая, состоящая в основном из глинистых и железисто-глинистых агрегатов и содержащая 6,14% Fe, 0,21% Mn, 0,16% Ti, менее 1% $CaCO_3$; тяжелые минералы составляют около 10% и представлены моноклинными пироксенами, эпидотом, роговой обманкой и волокнистыми амфиболами, рудными минералами; б) темная оливково-зеленая глина, сложенная в основном кремнисто-глинистыми агрегатами, содержание Fe в ней равно 11,7%, Mn — 0,34%, Ti — 0,24%, $CaCO_3$ — менее 1%. Среди тяжелых минералов преобладает эпидот, заметна эпидотовая минерализация по кремнисто-глинистым агрегатам. Глина имеет плейстоценовый возраст.

Во время драгирования северного склона впадины получены глинисто-карбонатные (фораминиферово-кокколитовые) алевритово-пелитовые и пелитовые илы, залегающие на глубинах около 3800 м (ст. 2155 и 2156), и алевритово-пелитовые глинисто-эдафогенные осадки с нижней части склона (ст. 2157, глубина 4570—4820 м). По возрасту все осадки являются плейстоценовыми. Они содержат до 9,06% Fe, 2,07% Mn и 0,72% Ti (в пересчете на бескарбонатное вещество). Песчано-алевритовые фракции осадков характеризуются двумя основными комплексами минералов: 1) базальтовым комплексом, представленным зеленовато-бурым вулканическим стеклом, оливином, моноклинными пироксенами, основными плагиоклазами и рудными минералами и 2) комплексом основных и метаморфизованных основных пород, состоящим из роговой обманки, тремолит-актинолита, хлорита, минералов группы эпидота, ромбических пироксенов. На ст. 2157 встречены голубовато-серые илы, содержащие ультраосновной (хлорит-серпентиновый) комплекс минералов.

Осадки впадины Хесса содержат реакционноспособные формы двухвалентного и трехвалентного железа (соответственно до 1,24% и 3,35%) и четырехвалентного марганца (до 0,40%), которые, видимо, находятся в гидроокисных соединениях. Отношение [Fe + Mn]/[Ti] в них иногда значительно (до 74), что может служить показателем участия эндогенного материала в седиментогенезе. Относительная молодость осадков, таким образом, свидетельствует о проявлении гидротермального воздействия в недавнем времени, либо в современную эпоху.

Западнее впадины Хесса на двух станциях (ст. 2158 и 2159) получены колонки длиной 325 и 435 см соответственно. Они сложены биогенными карбонатными (содержание $CaCO_3$ равно 75—86,5%) пелитовыми илами плейстоценового возраста. Их бескарбонатная часть в некоторых горизонтах характеризуется примерно такими же содержаниями и соотношениями основных химических элементов как и осадки впадины Хесса.

Разломы хребта Сала-и-Гомес и о-ва Пасхи. Сложную цепь подводных глыбовых массивов, протягивающуюся к востоку от ВТП в субширотном направлении между 25 и 27° ю.ш., в целом можно отнести к хребту—разлому, отделяющему плиту Наска (Перуанская котловина) от Чилийской плиты (Чилийская котловина). Вся эта зона сложных тектонических нарушений объединяется общим названием — хребет Сала-и-Гомес [Живаго, 1979]. Литологическими исследованиями была охвачена часть этого хребта восточнее 90° з.д.

Колонка длиной 350 см (ст. 2162, глубина 4170 м) получена в зоне перехода хребта Сала-и-Гомес в Перуанскую котловину. На поверхности дна здесь залегают типичные пелагические осадки: темно-коричневый

глинистый пелитовый ил, обогащенный цеолитами, бескарбонатный (содержание $CaCO_3$ около 1%). Толщина верхнего слоя равна 150 см. В интервале 150–170 см расположен слой глинисто-карбонатного (фораминиферово-кокколитового) алевритово-пелитового ила светло-желтоватого цвета, достаточно плотного. Ниже его (горизонт 170–188 см) встречены глинистые илы, аналогичные тем, которые составляют верхнюю часть колонки. Этот прослой также подстилается фораминиферово-кокколитовым алевритово-пелитовым илом (горизонт 188–193 см). Верхняя часть слоя пятнистая за счет многочисленных ходов илоедов. В нижней части его крупность частиц постепенно увеличивается. Базальный горизонт этого слоя представлен алевритом, содержащим слегка окатанные обломки базальтов размером до 2 см. Ниже встречены еще два слоя однородного темно-коричневого глинистого ила на интервалах 193–275 и 295–310 см, разделенные кокколитовым пелитовым илом (275–295 см). Колонка заканчивается также кокколитовым пелитовым илом (горизонт 310–350 см).

Всем карбонатным прослоям свойственна ярко выраженная пятнистость (следы илоедов, заполненные темно-коричневым глинистым илом), приуроченная к верхним частям горизонтов. В некоторых карбонатных прослоях отмечается неясно выраженная микрослоистость. Верхняя граница темно-коричневых илов со следующей пачкой карбонатных осадков обычно четкая и ровная. Такие текстуры осадков указывают, что карбонатные прослои накопились в результате действия суспензионных потоков, неоднократно сносивших осадочный материал с областей, находящихся на более высоком батиметрическом уровне.

Темно-коричневые пелитовые илы по всей колонке довольно однородны. Они сложены главным образом глинистыми и железоглинистыми агрегатами, также железистыми глобулями и цеолитами, соотношение между которыми в разных слоях меняется относительно немного. В песчано-алевритовых фракциях, как правило, преобладают железомарганцевые конкреционные микростяжения, корочки, обломки базальтов, вулканическое стекло буро-зеленого цвета, глинистые агрегаты. Некоторые прослои обогащены палагонитом, цеолитово-глинистыми агрегатами, плагиоклазами (основными и средними) и другими минералами.

Глинистые минералы во фракциях менее 0,001 мм, выделенных из осадков колонок ст. 2162 и 2164, представлены хорошо окристаллизованным Fe-монтмориллонитом (большей частью аутигенным) и в меньших количествах хлоритом и иллитом. Первый минерал в наибольших количествах (иногда до 100%) отмечен в колонке, ближе расположенной к ВТП ст. 2164. Наряду с этим в колонке ст. 2162 обнаружен в небольшом количестве Al-монтмориллонит, который образуется, по мнению японских исследователей [Aoki et al., 1979], по пепловому материалу.

Илы содержат незначительное количество карбонатного материала (чаще всего 5% $CaCO_3$) и обогащены железом (в среднем 10%) и марганцем (более 2%). Основная часть железа находится в силикатной форме, а марганец – в форме Mn^{4+}.

Карбонатные прослои сложены преимущественно кокколитами со значительной, но разной в отдельных слоях примесью фораминифер. Содержание $CaCO_3$ по длине колонки сверху вниз возрастает. В составе песчано-алевритовых фракций после удаления карбонатного материала преобладают железомарганцевые образования в виде корочек, конкреционных стяжений и глобулей. Содержание железа в пересчете на бескарбонатное вещество составляет от 11,57 до 22,5%, за исключением одного прослоя (горизонт 155–160 см), где содержание железа равно 2,15%, что позволяет отнести осадки этой колонки к металлоносным.

Две станции были выполнены на подводном хребте Сала-и-Гомес на меньших глубинах дна: ст. 2163 (глубина 3720 м) и ст. 2164 (глубина 3700 м). Колонка на ст. 2163 длиной 85 см представлена карбонатно-глинистым пелитовым илом. На поверхности дна (горизонт 0–10 см) встречен слой коричневых фораминиферово-кокколитовых илов, ниже содержание $CaCO_3$ постепенно уменьшается с одновременным ростом количества глинистого материала. Осадок становится темно-коричневым. В песчано-алевритовых фракциях илов (после удаления карбонатов) преобладают глинистые агрегаты. В небольшом количестве были встречены железомарганцевые образования в виде стяжений и корочек (6,6–10,0%) и гидроокислы (до 6,4%); в меньшем количестве присутствуют бесцветное вулканическое стекло, основные и средние плагиоклазы, биотит, цеолиты, обломки пород. В пересчете на бескарбонатное вещество осадки содержат: Fe – 13,60–19,05%, Mn – 3,84–4,89%, Ti – 0,30–0,38%.

Колонка ст. 2164, расположенная юго-западнее ст. 2163, представлена сходными с описанными выше карбонатно-глинистыми илами. Длина колонки 255 см. Сверху вниз в ней содержание $CaCO_3$ уменьшается от 72,0 до 8,5% (горизонт 155–160 см). Осадки на всех изученных горизонтах являются металлоносными, так как в пересчете на бескарбонатное вещество содержание железа в них составляет от 10,78 до 21,69%, титана – 0,25–0,36%. Относительно много также марганца – 2,93–4,81%.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что область распространения металлоносных осадков прослеживается в зоне хребта Сала-и-Гомес восточнее меридиана 90° (рис. 8.1).

Чилийская котловина. Область океанского дна, находящаяся между зоной разлома о-ва Пасхи на севере и Чилийской зоной разломов на юге, именуется Чилийской котловиной. Осадки были изучены на ст. 2165 (глубина 3660 м) и ст. 2166 (глубина 3720 м); их слой оказался очень маломощным. Местами на поверхность дна выходят коренные породы, покрытые марганцевыми корками (ст. 2166-1, глубина 3850 м). Там, где имеется небольшой слой осадков, последние представлены карбонатно-глинистым пелитовым илом коричневого цвета. Карбонатный материал в основном состоит из кокколитов, фораминифер и их обломков; содержание $CaCO_3$ на поверхности дна (горизонт 0–5 см) равно 58% (ст. 2165-2) и 39,5% (ст. 2166-2). Глинистая часть осадков представлена глинистыми и железоглинистыми агрегатами, присутствуют также железистые глобули, палагонит, цеолиты. На ст. 2166-2 встречены две железомарганцевые эллипсоидальной формы конкреции.

В песчано-алевритовых фракциях после удаления карбонатов резко преобладают глинистые агрегаты, встречаются железомарганцевые микроконкреции, вулканическое стекло, плагиоклазы, единичные зерна моноклинных пироксенов и других минералов. Содержание основных химических элементов следующее (в пересчете на бескарбонатное вещество): Fe – 19,34–20,59%, Mn – 5,76–6,17%, Ti – 0,28–0,30%. Значения [Fe + Mn]/[Ti] составляют 85–92. Эти данные показывают, что осадки Чилийской котловины являются металлоносными.

Чилийская зона разломов. Крупная зона Чилийских разломов, имеющих субширотное направление, к востоку от ВТП пересекает Западно-Чилийское поднятие. Здесь в одной из депрессий были подняты осадки на ст. 2167-2 (глубина 5220 м). Они представлены бескарбонатным темно-коричневым глинистым пелитовым илом в основном состоящим из железоглинистых и глинистых агрегатов со значительной примесью железистых глобулей. Содержание Fe равно 11,35%, Mn – 1,78%, Ti – 0,66%. Песчано-алевритовые фракции сложены вулканогенным комплексом ми-

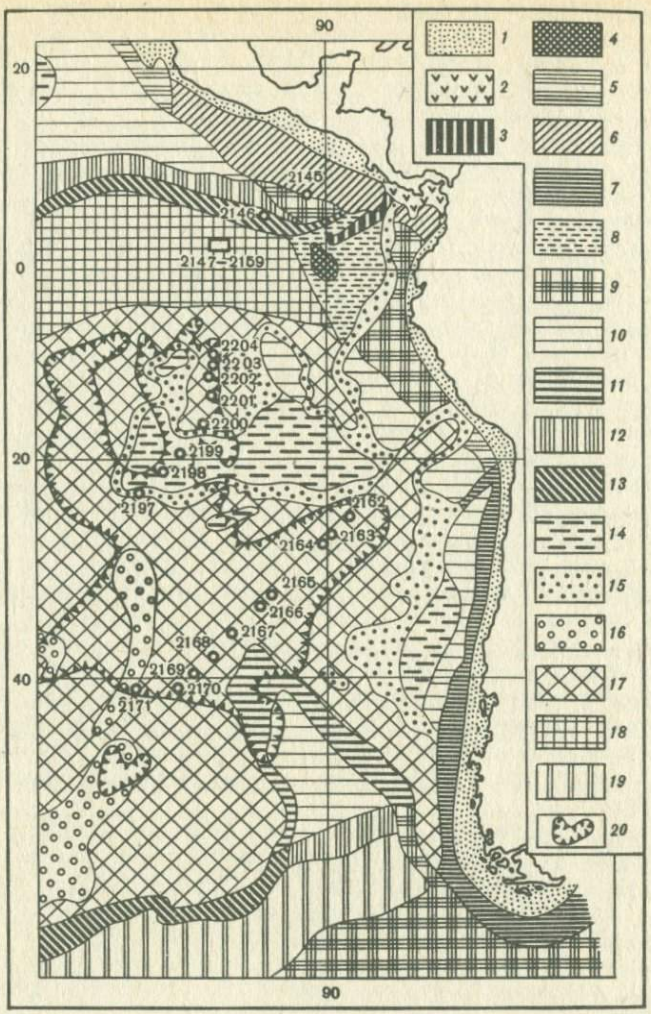


Рис. 8.1. Распределение осадков в южной части Тихого океана и геологические станции 24-го рейса нис "Академик Курчатов" (по Богданову, Чеховских [1979] с изменениями)

1–19 — осадки: *1* — терригенные; *2* — вулканогенные (преимущественно андезитового состава); *3* — вулканогенно-мергелистые (10–50% $CaCO_3$); *4* — то же, вулканогенный материал базальтового состава; *5* — гемипелагические; *6* — то же, туффитовые; *7* — то же, мергелистые (10–50% $CaCO_3$); *8* — то же, кремнисто-мергелистые (10–50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2 аморфн); *9* — то же, слабокремнистые (5–30% SiO_2 аморфн); *10* — миопелагические; *11* — то же, мергелистые (10–50% $CaCO_3$); *12* — то же, слабокремнистые (5–30% SiO_2 аморфн); *13* — то же, кремнисто-мергелистые (10–50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2 аморфн); *14* — эвпелагические; *15* — то же, мергелистые (10–50% $CaCO_3$); *16* — карбонатные пески и алевриты (более 50% $CaCO_3$); *17* — карбонатные пелитовые и алевритово-пелитовые илы (более 50% $CaCO_3$); *18* — кремнисто-карбонатные (более 50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2 аморфн); *19* — кремнистые (более 30% SiO_2 аморфн); *20* — ареал распределения осадков, содержащих более 10% Fe в пересчете на бескарбонатное вещество

нералов, в котором доминирует буро-зеленое вулканическое стекло, в основном свежее, местами палагонитизированное, с показателем преломления 1,572 и выше. Очень много (26,60% во фракции 0,1–0,05 мм) моноклинных пироксенов (диопсид, титан-авгит, эгирин), кроме них присутствуют железомарганцевые образования (17,0%), затем следуют основные и средние плагиоклазы (7,7%), черные рудные минералы (6,2%), бесцветное вулканическое стекло (5,4%), обломки базальтов (3,9%), оливин (2,3%), ромбические пироксены, силлиманит и др. В дночерпателе были обнаружены крупные обломки базальтов.

На этой же станции с глубины 4860 м получена колонка осадков длиной 220 см. Она представлена темно-коричневым глинистым пелитовым илом, довольно плотным, практически бескарбонатным. Песчано-алевритовые фракции сложены вулканогенным комплексом минералов. В отличие от дночерпательной пробы некоторые горизонты этой колонки содержат заметное количество гидроокислов железа, биотита, цеолитов, палагонита и особенно много глинистых агрегатов, которые развиваются по бурому вулканическому стеклу. Характерно, что содержание железа в большинстве случаев не превышает 10%.

К юго-востоку от этой станции на глубине 4130 м получена колонка осадков длиной 390 см (ст. 2168-1), представленная глинистым пелитовым илом темно-коричневого цвета, очень мягким, достаточно однородным. Выделяется только верхний горизонт (0–20 см), который значительно обогащен карбонатным материалом ($CaCO_3$ до 41,0%). Ниже по разрезу осадки бескарбонатны ($<$ 1% $CaCO_3$) и резко обогащены железом (до 24,9%) и марганцем (до 7,1%). В песчано-алевритовых фракциях преобладают железомарганцевые образования в виде корочек, стяжений, глобулей буровато-черного цвета с шероховато-матовой поверхностью. Постоянно присутствуют органогенные фосфаты (остатки костей и зубов рыб). В качестве небольшой примеси обнаружены моноклинные пироксены, буро-зеленое и бесцветное вулканическое стекло, палагонит, плагиоклазы и другие минералы.

Глинистые минералы во фракции менее 0,001 мм колонок ст. 2167 и 2168 представлены в основном Fe-монтмориллонитом средней и хорошей степени окристаллизованности, причем в колонке ст. 2168 он практически составляет 100%. В качестве примесей обнаружены хлорит и иллит. Во всех горизонтах отмечается плохо окристаллизованный гетит. На электронно-микроскопических снимках видны отдельные кристаллы цеолитов и карбонатов, вторично кристаллизующихся при растворении фораминифер (рис. 8.2,*а*,*б*).

Разломы восточного склона ВТП. На склоне были выполнены станции между 39° и 44° ю.ш. и 18° и 23° ю.ш. Между 39° и 44° ю.ш. по направлению от подножия склона ВТП к его осевой зоне осадки подняты на трех станциях. Станция 2169-1 (глубина 3890 м) представлена колонкой осадков длиной 310 см, состоящих из карбонатно-глинистого пелитового ила коричневого цвета. Соотношение двух основных компонентов — карбонатного и глинистого материала — на разных интервалах меняется. Наиболее обогащены $CaCO_3$ верхние горизонты колонки, где преобладают кокколиты и фораминиферы. Ниже 15 см содержание $CaCO_3$ уменьшается и обычно не превышает 50%. Глинистая часть осадка состоит главным образом из глинистых, карбонатно-глинистых и железоглинистых агрегатов. В песчано-алевритовой фракции доминируют железомарганцевые конкреционные образования. В крупноалевритовой фракции, кроме того, много моноклинных пироксенов (18,6%), буро-зеленого основного вулканического стекла (6,6%), палагонита (6,0%). В меньшем количестве встречаются ор-

ганогенные фосфаты (зубы и кости рыб), минералы группы эпидота, ромбические пироксены, хлорит.

Состав глинистых минералов во фракции меньше 0,001 мм указывает на преимущественно аутигенное их образование. Преобладает Fe-монтмориллонит, присутствует плохо окристаллизованный гетит, который образуется, по-видимому, при старении коллоидов гидроокислов железа. Отмечено присутствие барита. На электронно-микроскопических снимках хорошо видны вторичные кристаллы кальцита вокруг растворяющихся фораминифер, кремнезема, цеолитов (рис. 8.2, *в–д*).

Дночерпателем на этой станции получены осадки, аналогичные илам верхней части колонки. Кроме того, здесь обнаружено несколько железомарганцевых конкреций размером до 3 см, неправильной формы, бугристых, а также обломок базальта. В верхнем горизонте колонки найдена одна железомарганцевая конкреция.

Осадки на ст. 2170-1 (глубина 3620 м) имеют высокое содержание биогенного карбонатного материала. Они состоят преимущественно из фораминиферово-кокколитового алевритово-пелитового и пелитового ила, в котором содержание $CaCO_3$ обычно более 70%. Глинистым материалом наиболее обогащен интервал 70–235 см. Содержание $CaCO_3$ здесь 70,5%. Глинистая часть осадка сложена глинистыми и железоглинистыми агрегатами со значительной примесью железистых глобулей и стяжений. На разных интервалах соотношение карбонатного и глинистого материала различно. Песчано-алевритовые фракции почти целиком сложены скелетами фораминифер и их обломками.

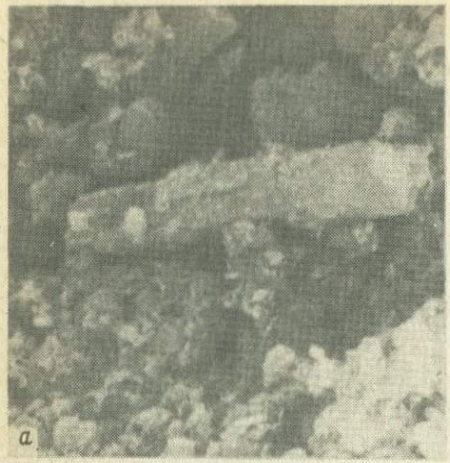
Осадки на ст. 2159 и 2170 после пересчета на бескарбонатное вещество содержат 10% Fe и могут быть отнесены к типу металлоносных.

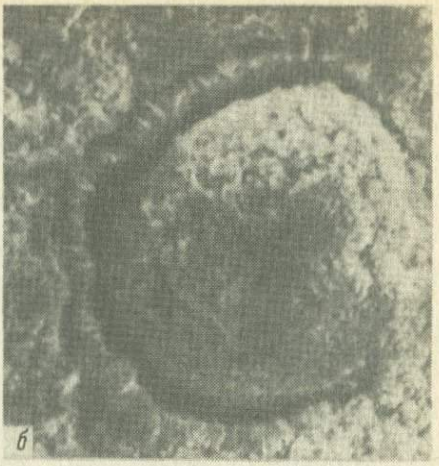
На ст. 2171-1 (глубина 3130 м) получена колонка осадков длиной 240 см. Она состоит из фораминиферово-кокколитового пелитового ила, в котором содержание $CaCO_3$ превышает 91,0%. В песчано-алевритовых фракциях, кроме обломков фораминифер, были встречены лишь единичные железомарганцевые зерна и бесцветное вулканическое стекло. Терригенный материал практически отсутствует, низки также содержания Fe, Mn и Ti. Однако в пересчете на бескарбонатное вещество содержание железа достаточно высокое и на некоторых горизонтах (0–10, 170–175, 185–190 см) превышает 10%. Но несмотря на такие значения эти осадки фактически не металлоносные, поскольку карбонатный материал здесь является почти единственным аккумулирующимся компонентом, а не разбавителем. Аналогичные осадки обнаружены и в дночерпательной пробе этой станции (глубина 3290 м).

На широте от 18° до 20° восточный склон ВТП был опробован на трех станциях. Колонка осадков на ст. 2197-1 (глубина 3650 м) имеет длину лишь 30 см и представлена глинисто-карбонатным (фораминиферово-кокколитовым) пелитовым илом коричневого цвета. В пересчете на бескарбонатное вещество ил содержит 11,36–17,19% железа. Дночерпателем на этой же станции (глубина 3640 м) получено 7 см осадка, представленного карбонатным (биогенным) алевритово-пелитовым илом.

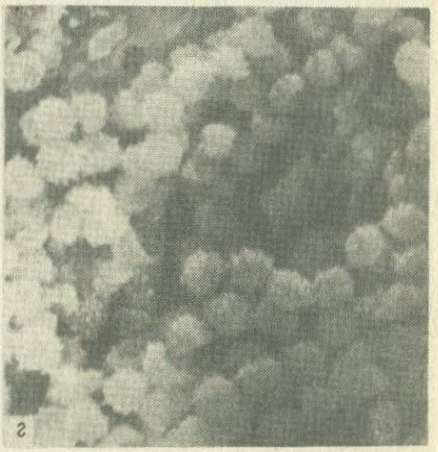
На ст. 2198-1 (глубина 3790 м) трубкой было взято около 10 см глинисто-карбонатного (биогенного) алевритово-пелитового ила. Содержание железа в пересчете на бескарбонатное вещество составляет 11,62%. Аналогичный по составу ил поднят дночерпателем (ст. 2198-2, глубина 3830 м). В отличие от колонки здесь меньше железа, марганца и титана.

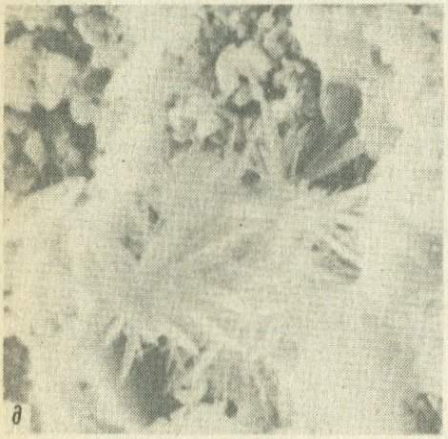
На ст. 2199-1 (глубина 3890 м) колонка осадков длиной 180 см состоит из пелитового карбонатно-глинистого (0–90 см), глинисто-карбонатного (90–152 см) и кокколитового (152–180 см) ила. Содержание карбонат-


а


б


в


г


д


е

ного материала меняется от слоя к слою, но в целом имеется тенденция увеличения содержания $CaCO_3$ сверху вниз. Содержание железа в пересчете на бескарбонатное вещество в интервале 20—152 см составляет 10,0—11,5%.

Зона разлома Элтанин. Система разломов Элтанин, простирающихся с северо-запада на юго-восток примерно на 3000 миль, пересекает срединно-океанский хребет приблизительно по 55° ю.ш. [Живаго, 1979]. Главным разломом всей системы является разлом Хизена. В этом районе были выполнены работы на полигоне, расположенном на южном крутом склоне разлома Хизена, где перепад глубины достигает примерно 5100 м. Геологическими приборами на восьми станциях был собран новый материал о составе океанской коры [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978], позволивший сделать вывод, что в коре океанов под базальто-габбро-перидотитовым разрезом на отдельных участках может быть обнаружен фундамент из метаморфических пород.

Данных о составе осадков, к сожалению, было получено очень мало. Трубки, дночерпатели и драги подняли обломки разных коренных пород, на которых обнаружены только примазки ила.

На вершине южного склона разлома (ст. 2175, глубина 540 м) получены обломки отмерших кораллов, конгломератоподобных пород с карбонатным цементом, обломки известняков и базальтов. Рыхлые осадки отсутствуют. В известняках обнаружены кокколиты третичного и мелового возраста (по определению В.В. Мухиной). Вероятно, что эта область дна опустилась на современную глубину сравнительно недавно, что может быть объяснено отсутствием молодых осадков на этой структуре. Аналогичные обломки кораллов, базальта и литофицированных известковистых пород встречены также на ст. 2179 (глубина 500—600 м). В верхней части склона (ст. 2174, глубина 662—1000 м) во время драгирования осадки на поднятых обломках долерита, базальтов и кораллов не встречены.

В середине склона на обломках габбро (ст. 2172, глубина 2300—3000 м) встречены примазки зеленовато-серого алевритово-пелитового эдафогенно-глинистого ила. Прямоточной трубкой на ст. 2180 (глубина 3340 м) получены обломки базальта, содержащие примазки светло-серого карбонатного (биогенного) алевритово-пелитового ила.

В нижней части склона (ст. 2177, глубина 3900—4050 м) в драге вместе с обломками перидотитов было поднято небольшое количество алевритового эдафогенного ила, основную часть которого составляет вулканическое стекло.

При драгировании подножья склона (ст. 2173, глубина 5200—5400 м) на плитчатых обломках метаморфических сланцев найдены примазки алевритово-пелитового глинисто-диатомового ила зеленовато-серого цвета. Основную часть осадка составляют скелеты диатомей плейстоценового возраста. Имеется значительная примесь железистых агрегатов и глобулей. В составе песчано-алевритовой фракции много обломков зеленых сланцев, магнетита, амфиболитов, пироксенов, эпидотовых минералов и др. В легкой подфракции преобладают кислые плагиоклазы. Минераль-

---

Рис. 8.2. Электронно-микроскопические снимки осадков в районе ВТП

а — ст. 2168, 380—358 см, ×2250, цеолиты на фоне Fe-монтмориллонита; *б* — ст. 2168, 0—5 см, ×337,5, перекристаллизация карбоната вокруг фораминиферы; *в* — ст. 2169, 20—25 см, ×2250, перекристаллизация карбоната; *г* — ст. 2169, 215—220 см, ×1500, перекристаллизация аморфного кремнезема; *д* — ст. 2169, 15—10 см, ×750, цеолиты и Fe-монтмориллониты; *е* — ст. 558, 149—154 см, ×750, вермикулитподобный магнезиальный минерал

ный состав осадков, по всей вероятности, формируется в результате разрушения коренных пород дна (зеленоватых альбит-хлоритовых сланцев), обломки которых были обнаружены на этой станции. Грунтовой трубкой на дне разлома Хизена (ст. 2176, глубина 5640 м) было получено небольшое количество алевритово-пелитового ила, аналогичного по минеральному составу, описанному выше, вместе с мелкими обломками сланцев.

Таким образом, по имеющимся данным можно заключить, что разлом Хизена содержит очень мало осадочного материала. Одной из причин этого являются неблагоприятные для аккумуляции морфологические условия (крутизна склонов). Другая причина, вероятно, связана с молодостью и тектонической активностью разлома, на дне которого еще не успел накопиться никакой другой материал, кроме эдафогенного.

Разлом Академика Курчатова. В зоне этого разлома был выполнен полигон, в пределах которого на пяти станциях получены осадки. С помощью дночерпателя были обследованы основания южного (ст. 2192, глубина 6080 м) и северного (ст. 2194, глубина 5660 м) склонов, гребень северного склона (ст. 2184, глубина 2960 м) и подводная гора на гребне северного склона (ст. 2195, глубина 2804 м). В долине разлома (ст. 2182, глубина 6520 м) получена колонка осадков длиной 455 см. Во время драгирования северного склона (ст. 2181, глубина 4050 м) получено небольшое количество серого карбонатно-глинистого пелитового ила и на ст. 2196 (глубина 1150–880 м) — обломки фосфатизированных известняков и кораллов.

Долина разлома заполнена осадками, верхний слой которых представлен пелитовым глинистым илом темно-коричневого цвета, обогащенным цеолитами. Ил бескарбонатный содержит повышенное количество железа (до 9,750) и марганца (до 2,73%). Осадки практически лишены органогенных остатков (встречаются лишь отдельные экземпляры фораминифер и кокколитов). В колонке ст. 2182 под темно-коричневым глинистым илом залегают глинисто-карбонатные осадки, основную часть которых составляют кокколиты. Их видовой состав палеоген-неогеновый, смешанный, причем доминируют кокколиты раннемиоценового возраста. Такой состав свидетельствует о том, что глинисто-карбонатные илы, вероятно, были переотложены сюда со склонов разлома. Они характеризуются достаточно равномерным содержанием $CaCO_3$ (около 60%), Fe (3,4%), Cu (0,88%) и Ti (0,16%). В песчано-алевритовых фракциях в бескарбонатной части преобладают железомарганцевые образования. В небольшом количестве встречены плагиоклазы (основные и кислые), цеолитовые агрегаты, вулканическое стекло, обломки базальтов и др.

Основания склонов как северного, так и южного покрыты темно-коричневым глинистым илом с цеолитами (как и долина разлома). Выше на склонах, видимо, имеется заметная примесь биогенного карбонатного материала, о чем свидетельствуют осадки ст. 2181. На гребне северного склона (ст. 2184) обнаружен алевритово-пелитовый карбонатный (фораминиферово-кокколитовый) ил. Кокколиты, встреченные в осадках склонов, имеют позднеолигоценовый–раннемиоценовый возраст (определения В.В. Мухиной). Минеральный состав песчано-алевритовых фракций обусловлен в основном, по-видимому, разрушением и вторичными изменениями базальтов дна (обломки базальтов, рудные минералы, железомарганцевые корочки, стяжения, базальтическая роговая обманка, моноклинные пироксены, основные плагиоклазы, вулканическое стекло, палагонит, хлорит и хлоритизированные зерна некоторых минералов), а также аутигенными образованиями, представленными цеолитами, цеоли-

тово-глинистыми и глинистыми агрегатами, фосфатами в виде остатков костей и зубов рыб и т.п.

Глинистые минералы во фракции меньше 0,001 мм представлены неупорядоченными смешанослойными иллит-монтмориллонитом (с преобладанием расширяющегося компонента), хлоритом и иллитом. Первые два минерала относятся к железистым разностям. Обращает на себя внимание высокое содержание хлорита (до 45%). Вероятно, значительная его часть образуется по продуктам разрушения кристаллических пород дна. Наряду с Fe-монтмориллонитом отмечен Al-монтмориллонит, который образуется по пепловому материалу на суше и в океане.

Депрессия Бауэр. В этой депрессии прослеживаются разнонаправленные разломы, пересекающие ВТП и Южно-Галапагосское поднятие. Геологические работы, выполненные по разрезу с юга на север через депрессию (ст. 2200–2204), дали новые сведения о литологическом составе плейстоценовых осадков в этой сильно раздробленной части океанского дна.

Колонка ст. 2200-1 (глубина 3928 м) вскрыла слой осадков мощностью 225 см. Верхний слой (0–24 см) сложен коричневым алевритово-пелитовым глинисто-карбонатным (биогенным) илом, ниже которого залегает кокколитовый палево-серый ил. Содержание $CaCO_3$ в нем довольно высокое – от 74,0 до 96,5%, а Fe, Mn и особенно Ti очень мало. Однако в пересчете на бескарбонатное вещество получается, что все осадки этой колонки могут быть причислены к металлоносным (Fe>10%). Максимальная величина (24,86% Fe после пересчета) приходится на горизонт 85–80 см, где содержание $CaCO_3$ равно 96,5%. Дночерпательная проба (ст. 2200-2, глубина 4010 м) представлена сантиметровым слоем глинисто-карбонатного пелитового ила, содержащего 52–64% $CaCO_3$. В бескарбонатной части осадка содержание железа составляет 12,10–12,64%.

На ст. 2201-1 (глубина 4380 м) получена колонка осадков длиной 175 см. Она сложена палево-серым пелитовым кокколитовым илом с пятнистой текстурой. Содержание $CaCO_3$ меняется от 68,5 до 97,0%, Fe – 0,67–4,50% (в пересчете на бескарбонатное вещество 13,64–22,33%), Mn – 0,11–1,43%, Ti – от следов до 0,05%. Дночерпателем на этой станции (глубина 4140 м) получен слой осадка (20 см), представленный карбонатно-глинистым пелитовым илом коричневого цвета. В верхнем горизонте он полужидкий и содержит много железомарганцевых конкреций эллипсоидально-лепешковидной формы с ровной поверхностью, внешне похожих на хорошо окатанную гальку. Максимальный размер конкреций примерно 5 см.

Колонка на ст. 2202-1 (глубина 4270 м) длиной 400 см сложена глинистым, кокколитовым и переходными между ними разностями пелитового ила. На двух интервалах в верхней части колонки (24–30 см и 50–55 см) обнаружены железомарганцевые конкреции. По содержанию железа в пересчете на бескарбонатное вещество осадки почти всей колонки могут быть причислены к металлоносным. Дночерпателем на этой же станции получен слой осадка мощностью 18 см. Это пелитовый глинистый ил темно-коричневого цвета с многочисленными железомарганцевыми конкрециями (средний их размер около 3 см). В отличие от осадков колонки $CaCO_3$ здесь меньше (12,0%), содержание Fe равно 9,30–11,35% (в пересчете на бескарбонатное вещество – 10,63–12,90%), Mn – 3,00–3,19%, Ti – 0,08%.

На ст. 2203-1 (глубина 5090 м) трубкой удалось получить лишь примазки темно-коричневого алевритово-пелитового глинисто-вулканогенного ила. Дночерпателем (см. 2203-2, глубина 5100 м) было получено около 7 см осадка, представленного пелитовым глинистым илом коричневого цвета,

бескарбонатным, металлоносным; содержание железа составляет 11,18%, марганца – 5,70% (на сухое вещество).

На ст. 2204-1 (глубина 4210 м) колонка длиной 370 см сложена осадками различной карбонатности (содержание $CaCO_3$ от 22,5 до 96,0%). На поверхности, а также на горизонте 320 см найдены округлые, мелкобугорчатые железомарганцевые конкреции размером около 3 см. Содержание железа в осадках в пересчете на бескарбонатный материал обычно превышает 10%. Дночерпателем (см. 2204-2, глубина 4194 м) был вскрыт слой алевритово-пелитовых глинисто-карбонатных (биогенных) осадков мощностью 15 см. В верхней части слоя найдены многочисленные железомарганцевые конкреции округлой формы размером чаще всего 2–3 см.

Песчано-алевритовые фракции в районе исследований в большинстве случаев более чем на 90–95% сложены карбонатным материалом (раковины фораминифер, реже обломки мшанок, кораллов). В бескарбонатной части фракций доминируют аутигенный комплекс минералов, представленный в основном железомарганцевыми конкреционными корковидными образованиями, а также глинистыми и железоглинистыми агрегатами. В некоторых случаях (ст. 2200-2) отмечено заметное количество цеолитов. Постоянно присутствуют биогенные компоненты в виде раковин радиолярий и фосфатных обломков зубов и костей рыб. Отмеченные в ряде проб повышенные количества хлорита и хлоритизированных зерен различных минералов, а также незначительные количества моноклинных пироксенов, основных плагиоклазов, основного (бурого) вулканического стекла, палагонита и палагонитизированного стекла являются, по-видимому, продуктами разрушения коренных пород дна. Минералы терригенного комплекса (биотит, цоизит, кислый плагиоклаз, кислое вулканическое стекло) встречены редко и в незначительных количествах.

Интересной особенностью колонок ст. 2202 и 2204 является преобладание во фракции менее 0,001 мм барита на фоне обычного здесь рентгеноаморфного материала или Fe-монтмориллонита. О том, что барит является зачастую главным "поставщиком" бария в осадок, отмечалось еще в работе Аррениуса [Arrhenius, 1965]. В этой же работе приводится схема распределения барита в Тихом океане, где выделяется район ВТП, обогащенный этим минералом. В ранее изученных колонках ст. 555, 558 и 568 (8-й рейс нис "Дмитрий Менделеев"), расположенных в окраинных частях депрессии близ изобаты 4000 м, отмечаются общие особенности, которые связаны, по нашему мнению, с гидротермальным преобразованием осадка. Это прежде всего резкое увеличение окристаллизованности минералов в ряде горизонтов, лежащих на разных глубинах от поверхности осадка. Влиянием гидротерм можно объяснить также появление в ряде горизонтов минералов с высоким содержанием магния (до 17% по данным рентгеноспектрального анализа): талька, Mg-монтмориллонита и, вероятно, вермикулитподобного смешанослойного минерала с особой морфологией, наблюдаемой под электронным микроскопом (см. рис. 8,2, *е*).

В заключение следует подчеркнуть, что результаты литолого-минералогических исследований осадков в зонах разломов дают ключ для выявления истории развития ряда сложных по своему геологическому строению структур. Новые сведения о разных фациальных типах металлоносных осадков позволили также уточнить области их распространения в юго-восточной части Тихого океана (см. рис. 8.1).

2. СТРАТИГРАФИЯ, СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ОСАДКОВ РАЗЛОМОВ

Для стратиграфического расчленения осадочного чехла в зоне разломов проводились палеонтологические и геохронологические исследования. Палеонтологические исследования включали изучение диатомей и известкового нанопланктона. Геохронологическая привязка биостратиграфических подразделений осуществлялась методами абсолютной ядерной геохронологии и палеомагнитным методом.

Одним из важнейших параметров седиментации в океане является скорость седиментации, вычислив которую можно проводить количественные исследования по определению поставки различных компонентов отдельных элементов в осадки. Особенно важно проведение подобных исследований при изучении металлоносных осадков, расположенных вблизи зон глубинных разломов. Зная скорости накопления осадков в различные возрастные эпохи, можно оценивать интенсивность и динамику накопления рудного материала на океанском дне. Для надежного определения скорости седиментации в различные временные эпохи необходимо применять комплекс методов, так как ни один из перечисленных выше методов в настоящее время не позволяет решить эту задачу. С наибольшей детальностью определение возраста осадков проводится методами абсолютной ядерной геохронологии. Однако эти методы имеют ограниченный возрастной интервал: по радиоуглеродному методу можно определять лишь возраст карбонатных осадков во временном интервале до 40 тыс. лет, ошибка определения при этом может достигать ± 100 лет [Кочаров и др., 1972]; ониевый метод [Гамильтон, 1968; Кузнецов, 1976] позволяет определять скорости седиментации осадков лишь за последние 350 — 400 тыс. лет, большим достоинством метода является его универсальность — он применим практически ко всем типам осадков пелагиали океана.

Возрастной интервал палеомагнитного метода шире — построенная к настоящему времени палеомагнитная шкала позволяет работать в возрастном диапазоне до 5 млн. лет. Метод применим практически ко всем типам осадков, но обладает невысокой детальностью, так как позволяет определять только лишь границы инверсий магнитных зон [Большаков, Фаустов, 1976; Храмов, Шолпо, 1967].

Наиболее универсальным является метод биостратиграфии. Для большинства групп планктонных организмов — диатомей, радиолярий, фораминифер, известкового нанопланктона, наиболее часто используемых при стратиграфии океанических отложений, в настоящее время построены достаточно дробные зональные шкалы, охватывающие весь кайнозой [Жузе, Мухина, 1973; Martini, 1971; Burckle et al., 1978].

Процессы накопления осадков в океане определяются главным образом тремя типами зональности, обусловленными экзогенными факторами— климатической, вертикальной, циркумконтинентальной, а также тектонической зональностью, связанной с эндогенной поставкой вещества. Тип осадка, особенности его гранулометрического и вещественного состава определяются сочетанием различных типов зональности [Лисицын, 1974, 1978].

Изученные разломы приурочены к различным климатическим зонам: южной умеренной, южной аридной и экваториальной гумидной. Южная умеренная зона — основная область кремненакопления, где высокая первичная продукция обусловлена энергичным перемешиванием вод и поставкой питательных веществ в зону фотосинтеза. В южной аридной зоне при очень низкой первичной продукции преобладают карбонатные осадки,

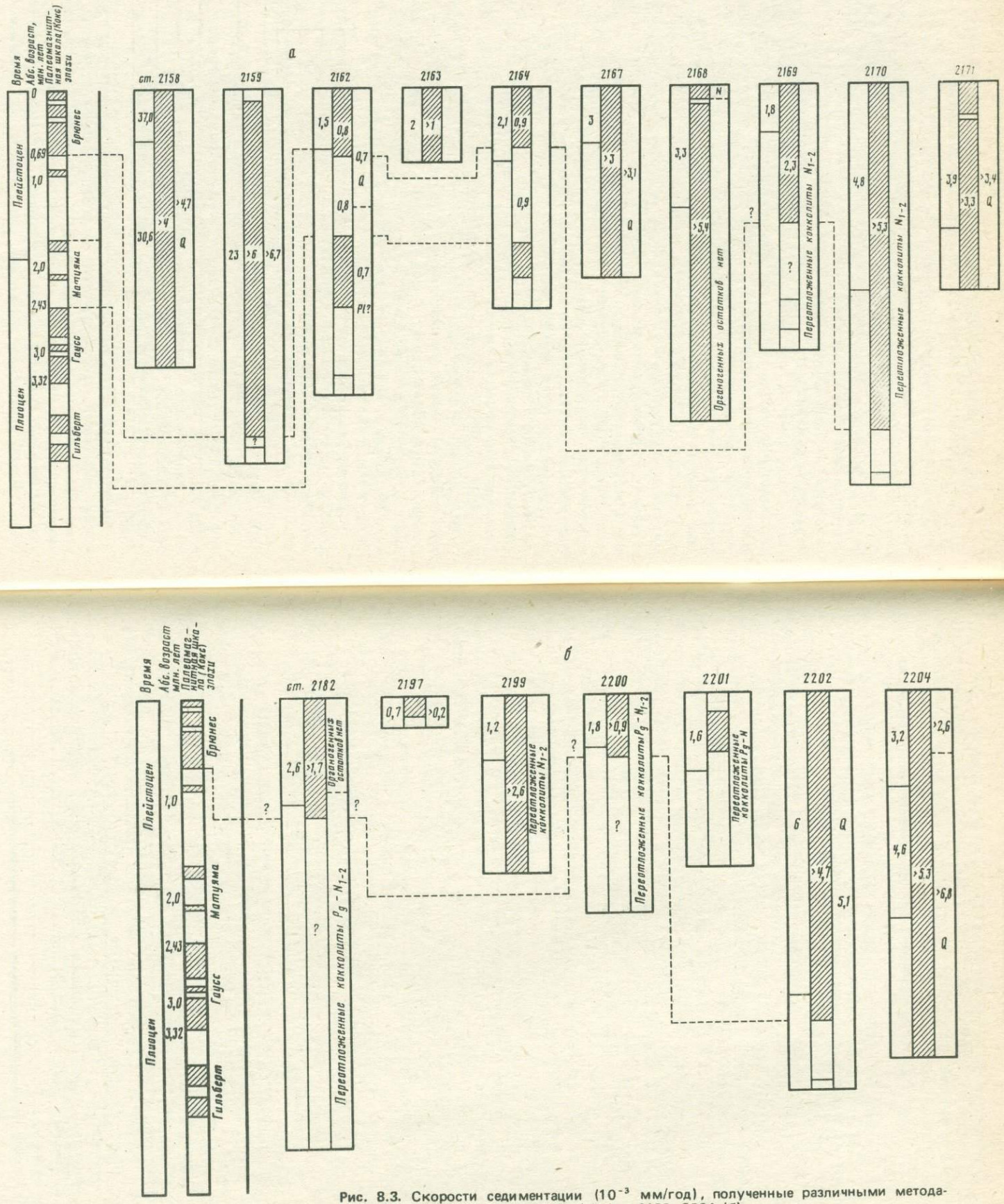


Рис. 8.3. Скорости седиментации (10^{-3} мм/год), полученные различными методами для осадков на ст. 2158–2171 (*а*) и ст. 2182–2204 (*б*)

а на глубинах ниже критической — глубоководные красные глины, скорости накопления осадков здесь в целом низки. В экваториальной гумидной зоне первичная продукция высока, осадки характеризуются большим разнообразием биогенного осадочного материала (фораминиферы, кокколитофориды, радиолярии, диатомовые водоросли), скорости седиментации высоки.

Вертикальная зональность в зонах разломов играет ведущую роль. Сильный перепад высот обусловливает достаточно широкий спектр типов осадков с сильно различающимися скоростями седиментации.

На глубинах, превышающих критическую глубину карбонатонакопления, происходит полное растворение карбонатов, а кремнистые биогенные осадки испытывают значительные изменения. Вершины подводных гор обычно покрыты фораминиферами, тонкий пелитовый материал в силу специфической гидродинамики океанических вод не задерживается на них.

Влияние циркумконтинентальной зональности на процесс формирования осадков сказывается слабо в связи с тем, что зоны разломов расположены вдали от континентов. Проявление тектонического фактора связано с появлением в зонах глубинных разломов специфических осадочных образований — металлоносных осадков, образование которых происходит под сильным воздействием эндогенной поставки вещества.

Исследования, выполненные в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов", проводились в тектонически активных районах со сложным рельефом. В этих районах широко развиты аккумулятивные процессы накопления осадков, переотложения в результате тектонических подвижек, что значительно усложняет картину океанской седиментации и интерпретацию экспериментальных данных. Результаты определения скоростей седиментации различными методами представлены на рис. 8.3,*а,б*. В левой части каждого рисунка приведены шкала геологических эпох абсолютной геохронологии и шкала палеомагнитной полярности Кокса, скоррелированная с методами абсолютной геохронологии до 4,5 млн. лет. Каждая колонка представлена в определенном масштабе длины в виде трех столбцов. В первом столбце приведены скорости седиментации, полученные радиоуглеродным (цифры подчеркнуты) и ониевым (по радиевому варианту) методами. Сплошная поперечная линия означает границу той части колонки, для которой определена скорость седиментации. Во втором столбце представлены результаты палеомагнитного анализа[1], в третьем — результаты биостратиграфического анализа. Ниже изложены результаты комплексного изучения осадков, которые не нашли отражения в рисунках или носят противоречивый характер.

Район впадины Хесса. Колонки ст. 2158 и 2159 получены на ВТП, западнее впадины Хесса. Район отбора колонок характеризуется исключительно контрастным рельефом. По вещественному составу осадки, слагающие колонки, более чем на 80 % представлены карбонатом кальция. Содержание радиоэлементов крайне низко. Осадки содержат богатый по численности и видовому разнообразию комплекс диатомей, которые представлены тропическими видами плейстоценового возраста. Наиболее массовыми видами являются: Coscinodiscus nodulifer, Thalassionema nitzschioides et var parva, Pseudoeunotia doliolus, Rhizosolenia bergonii и др. Верхние слои колонок (ст. 2158, 0—15 см; ст. 2159, 0—20 см) охарактеризованы современными видами диатомей и силикофлагеллят. Осадки подстилающих слоев (ст. 2158, 15—325 см; ст. 2159, 20—435 см) содержат в ком-

---

[1] Палеомагнитные исследования проведены А.С. Большаковым.

плексе характерные для плейстоцена, но ныне вымершие виды диатомей Coscinodiscus pseudoincertus, Nitzschia reinholdii. Во вторичном залегании, в отдельных интервалах колонок, присутствуют раннеплейстоценовые диатомеи. Данные диатомового анализа позволяют считать, что осадки, вскрытые обеими колонками, имеют возраст моложе 700 тыс. лет. Средние скорости седиментации по ониевому методу велики (0,0217 мм/год). Учитывая расчлененную форму рельефа, можно считать, что осадконакопление носит, по-видимому, аккумулятивный характер. Характер изменения концентрации радия и наличие переотложенных форм диатомей по разрезам колонок указывают на то, что здесь возможны процессы переотложения.

Перуанская котловина. Колонка на ст. 2162 отобрана в переферийной части Перуанской котловины в зоне с исключительно сложным рельефом. Материал колонки представлен в основном пелитовым глинистым илом с многочисленными карбонатными прослоями. Возраст прослоя (0—65 см), представленного однородным материалом, по данным ониевого метода составляет 370 тыс. лет. Скорость седиментации для этого временного интервала около 0,0015 мм/год. Организмы с кремниевым скелетом (радиолярии, диатомеи, силикофлагеляты) в осадках колонки отсутствуют. Верхний слой (0—135 см) значительно обеднен органогенными компонентами. В осадках этого слоя присутствуют единичные экземпляры неогеновых кокколитов. Ниже 135 см число кокколитов в осадках резко возрастает. Доминируют виды характерные для плиоцена: Discoaster assymetricus, D. brouweri, D. surculus, D. challengeri, D. pentaradiatus и др. [Martini, 1971]. В интервале 340—350 см кокколитовый ил представлен видами наиболее характерными для миоцена: D. neohamatus, D. variabilis, D. blackstockae, D. deflandrei и др. Сохранность кокколитов хорошая, вопрос об их первичном залегании остается открытым. Незакономерные изменения содержания радиоактивных элементов в осадках ниже 100 см свидетельствуют о более сложном процессе седиментации в интервале времени превышающем 370 тыс. лет. Данные палеомагнитного и ониевого методов дают результаты, отличающиеся в 2 раза. Согласованный результат можно получить, если предположить перерыв в осадконакоплении во временном интервале 300—700 тыс. лет.

Восточная часть хребта Сала-и-Гомес. На двух станциях (2163 и 2164) были получены колонки глинисто-карбонатного пелитового ила. Рельеф дна в точках отбора достаточно ровный, без существенных перепадов глубин. Концентрация радия плавно уменьшается по длине колонок до глубины 80—85 см, абсолютный возраст этого горизонта 320 тыс. лет. Средняя скорость седиментации на этом отрезке 0,002 мм/год. Далее по длине колонок концентрация радия практически не меняется. В осадках колонок остатки организмов с кремниевым скелетом отсутствуют. Кокколиты встречены по всему разрезу колонок, к основанию колонки число кокколитов возрастает. Доминируют виды неогенового возраста: Discoaster brouweri, D. challengeri, D. variabilis, D. exilis, Dl surculus, D. deflandrei и др. Разновозрастный состав комплекса и в ряде случаев плохая сохранность кокколитов свидетельствуют об их вторичном залегании в осадках колонок.

Чилийская плита. В районе сложного глыбово-вулканического рельефа дночерпателем и прямоточной трубкой был получен небольшой по мощности (до 15 см) слой осадков (ст. 2165 и 2166), представленных карбонатно-глинистым пелитовым илом. Диатомеи, радиолярии и силикофлагелляты в осадках отсутствуют. В комплексе кокколитов диминируют виды, характерные для миоцена: Discoaster deflandrei, D. variabilis и др. Геохронологические и палеомагнитные исследования не проводились.

Западно-Чилийское поднятие. Колонка ст. 2167 отобрана в точке с очень сложным рельефом, на крутом склоне с перепадом высот 2290 м. Осадки представлены пелитовым глинистым илом. Низкое и отрицательное по величине значение коэффициента корреляции железа с титаном (–0,55), необычно низкие концентрации калия и тория (на пределе порога чувствительности радиометрических установок) свидетельствуют о гидротермальном происхождении материала, слагающего колонку. Концентрация радия закономерно уменьшается до горизонта 65–70 см. Абсолютный возраст этого горизонта 190 тыс. лет. Скорость седиментации на этом участке колонки около 0,003 мм/год. Далее по разрезу колонки концентрация радия повышается практически в 1,5 раза (на глубине 175–180 см в 3 раза), свидетельствуя об изменении режима осадконакопления в этом интервале. Осадки содержат обедненный как численно, так и по видовому разнообразию комплекс диатомей и силикофлагеллят плейстоценового возраста: Coscinodiscus nodulifer, C. crenulatus, Ethmodiscus rex, Roperia tesselata, Hemidiscus cuneiformis, Rhizosolenia bergonii, Nitzschia marina, Thalassiosira oestrupii, Dictyocha fibula. На глубинах 15–85, 140 и 170 см встречены единичные экземпляры переотложенных кокколитов неогенового возраста: Discoaster surculus, D. brouweri, D. challengeri, D. variabilis, D. deflandrei. Возраст осадков, слагающих колонку не превышает 700 тыс. лет. Средние для плейстоцена скорости осадконакопления равны приблизительно 0,003 мм/год.

Колонка на ст. 2168 получена в районе со слаборасчлененным рельефом и сложена пелитовым глинистым илом (металлоносные осадки). Высокий коэффициент корреляции титана с железом (0,73) свидетельствует о том, что осаждение тонкой пелитовой фракции терригенного вещества происходило совместно с гидротермальной гидроокисью железа, что обеспечивало высокие темпы седиментации в рассматриваемом районе при практически полном отсутствии биогенного вещества. Концентрация радия по длине колонки закономерно уменьшается до глубины 140–145 см, возраст этого горизонта 420 тыс. лет. В нижней части колонки концентрация радия практически не меняется, что является свидетельством равномерного темпа седиментации в указанном районе. Осадки колонки практически лишены органогенных остатков. Лишь в интервалах 0–15, 65 и 290 см во вторичном залегании присутствуют единичные экземпляры неогеновых кокколитов: D. variabilis, D. surculus, несущие следы растворения.

Восточный склон ВТП. Станции 2169, 2170 и 2171 расположены на субмеридиональном профиле от подножья к осевой зоне ВТП.

Колонка на ст. 2169 получена в районе с расчлененным рельефом (перепады высот до нескольких сотен метров). Осадки представлены пелитовым карбонатно-глинистым илом. Концентрация радия закономерно уменьшается по длине колонки до интервала 50–55 см, абсолютный возраст осадков этого интервала 250 тыс. лет, скорость седиментации 0,0018 мм/год. Далее по длине колонки концентрация радия меняется несущественно. Достаточно высокий темп седиментации обусловлен, с одной стороны, биогенной компонентой (среднее значение карбоната кальция 42%), с другой – энергичным осаждением пелитовой фракции из морской воды гидротермальной гидроокисью железа, частично возможно аккумулятивное накопление вследствие расчлененности рельефа. Организмы с кремниевым скелетом в осадках не встречены. С оценкой встречаемости "единично", "нередко" в интервале 250–265 см присутствуют неогеновые кокколиты. В большинстве случаев доминируют виды, характерные для миоцена: Discoaster variabilis, D. exilis, D. neohamatus, D. deflandrei и др. Разно-

возрастность кокколитов в комплексе, его обедненность по числу и разнообразию видов, а также зачастую плохая сохранность панцирей свидетельствуют о вторичном залегании нанофоссилий.

Колонка на ст. 2170 отобрана в районе со слаборасчлененным рельефом. Материал колонки представлен пелитовым (в некоторых интервалах алевритово-пелитовым) карбонатным илом. Концентрация радия уменьшается по длине колонки вплоть до интервала 240–245 см, возраст этого горизонта 490 тыс. лет, скорость седиментации – 0,0048 мм/год. Далее до глубины 425 см концентрация радия находится на уровне порога чувствительности аппаратуры. Высокие темпы седиментации обусловлены активным накоплением биогенного карбоната кальция (среднее его содержание по длине колонки 75%) и энергичной поставкой материала в процессе гидротермальной деятельности. Диатомеи, радиолярии, силикофлягелляты в осадках колонки отсутствуют. Миоценовые дискоастеры встречены в осадках с оценкой "единично" –"редко". Видовой состав сходен с осадками на ст. 2169.

Колонка на ст. 2171 получена в районе со слаборасчлененным рельефом. Осадки представлены алевритово-пелитовым (местами пелитовым) карбонатным илом. Среднее содержание карбоната кальция по длине колонки 93%, что предопределяет низкие концентрации радиоактивных элементов. Концентрация радия уменьшается практически по длине всей колонки. Возраст осадков на глубине 190–195 см составляет 470 тыс. лет, средняя скорость седиментации – 0,0039 мм/год. Высокие темпы седиментации обусловлены биогенным накоплением карбоната кальция. В осадках колонки обильны фораминиферы, мшанки и известковый планктон четвертичного возраста. На глубинах 1, 155 и 215 см встречен обедненный комплекс диатомей смешанного состава. В нем присутствуют широкотропические и субантарктические виды плейстоценового возраста: Coscinodiscus nodulifer, C. crenulatus, Nitzschia marina, N. kerguelensis, Hemidiscus cuneiformis, H. karstenii. На глубине 155 см отмечено значительное увеличение в осадках вида H. karstenii. Расцвет этого вида соответствует времени 185 тыс. лет [Burckle et al., 1978]. Палеонтологические данные показывают, что колонка сложена осадками плейстоценового возраста не превышающего 700 тыс. лет.

Колонка на ст. 2197 отобрана в условиях слаборасчлененного рельефа и сложена пелитовым глинисто-карбонатным илом. Возраст горизонта 20–25 см по ониевому методу 175 тыс. лет, скорость седиментации – 0,0007 мм/год. В осадках колонки организмы с кремниевым скелетом не встречены. Здесь обильно присутствуют кокколиты позднеплиоценового возраста: Discoaster assymetricus, D. brouweri (4-лучевой), D. pentaradiatus, D. challengeri, Ceratolithus (комплекс видов).

Колонка на ст. 2199 отобрана в районе с сильно расчлененным рельефом, сложена пелитовым глинисто-карбонатным, в центральной части – карбонатным илом. Содержание радия закономерно уменьшается до горизонта 60–65 см, возраст его 410 тыс. лет, скорость седиментации для интервала 0–65 см составляет 0,0012 мм/год; ниже концентрация радия меняется несущественно. Организмы с кремниевым скелетом не встречены. В интервале 0–70 см в осадках присутствует численно обедненный комплекс нанофоссилий, с глубины 85 см и до основания колонки количество кокколитов резко возрастает. В комплексе доминируют виды, характерные для плиоцена, видовой состав тот же, что и для донных осадков на ст. 2197.

Разлом Элтанин. В пределах данного района геохронологические и палеомагнитные исследования не проводились. Палеонтологические иссле-

дования показали, что осадки, поднятые прямоточными трубками и драгами на ст. 2172, 2173, 2176 и 2180, содержат богатый по численности и видовому разнообразию комплекс субантарктических диатомей четвертичного возраста: Nitzschia kerguelensis, Eucampia balaustium, Coscinodiscus lentiginosus, C. tabularis, Scharcotia actinochilus, Schimperiella antarctica, Hemidiscus karstenii. Значительный интерес представляют известняки, полученные дночерпателем с вершины подводной горы (глубина 520–600 м) на ст. 2175 и 2179. По определениям М.Г. Ушаковой и В.В. Мухиной, плотные известняки содержали комплекс кокколитов верхнемелового возраста (средний маастрихт). Наиболее представительными являются виды родов: Watznaueria, Lithraphidites, Micula, Deflandrius. В рыхлых разновидностях встречены кокколиты смешанного возрастного состава – верхнемеловые, палеогеновые и единичные экземпляры четвертичных видов. М.С. Барашом в обоих типах известняков определены фораминиферы верхнемиоценового–четвертичного возраста. Вопрос о возможности переотложения верхнемеловых и палеогеновых кокколитов за период верхний миоцен–четвертичное время остается открытым.

Разлом Академика Курчатова. Палеофлористические исследования показали, что осадки, поднятые дночерпателями и драгами на ст. 2183, 2191, 2192, 2194 и 2196, органогенных остатков практически не содержали. В отложениях ст. 2181, 2184 и 2195 были отмечены единичные экземпляры кокколитов позднеолигоценового–раннемиоценового возрастов: Discoaster woodringii, D. aster, D. deflandrei. D. variabilis и др. Колонка на ст. 2182 получена на дне долины разлома Академика Курчатова и сложена пелитовым глинистым илом (0–97 см) и пелитовым глинисто-карбонатным илом (97–455 см). Концентрация радия уменьшается по длине колонки до интервала 110–115 см, возраст этого горизонта 410 тыс. лет, средняя скорость седиментации 0,0026 мм/год. Далее по длине колонки концентрация радия меняется незначительно. Высокие темпы седиментации, видимо, обусловлены аккумулятивной формой накопления осадков. Данные палеонтологического анализа показали, что осадки в интервале 0–95 см органогенных остатков практически не содержат. С глубины 97 см и до основания колонки осадки богаты нанофоссилиями, встречаются фораминиферы и мшанки. В комплексе кокколитов встречены разновозрастные виды. Доминируют в осадках кокколиты раннемиоценового возраста, в меньшем количестве встречены кокколиты позднего неогена и палеогена. Принимая во внимание разновозрастность кокколитов и то, что осадки отобраны на глубинах (6520 м) ниже критической глубины карбонатонакопления, можно говорить о вторичном залегании их в осадках.

Депрессия Бауэр. Комплексные стратиграфические исследования были проведены в четырех колонках, отобранных в районе депрессии Бауэр, отличающейся исключительно резким расчленением рельефа дна. Колонка на ст. 2200 сложена пелитовым карбонатным илом. Концентрация радия уменьшается по разрезу колонки до глубины 50–55 см, возраст этого горизонта 250 тыс. лет, скорость седиментации 0,0018 мм/год. Ниже глубины 55 см концентрация радия изменяется незакономерно, указывая на изменение режима осадконакопления. По всей длине колонки присутствует известковый нанопланктон. В интервале 0–65 см кокколитов в осадках меньше, чем в интервале 70–225 см. В комплексе диминируют виды, характерные для миоцена. Наиболее массовыми видами являются: Discoaster neohamatus, D. variabilis, D. braarudii, D. deflandrei, D. challengegeri, D. pentaradiatus и др. Однако в ряде прослоев встречены кокколиты плиоценового и палеогенового возрастов: D. assymetricus, D. surculus, D. lodoensis, D. aster и др. Сохранность нанофоссилий не всегда хорошая,

встречаются формы со следами растворения, оплывшие. Смешанный возрастной состав комплекса и плохая сохранность видов свидетельствуют о наличии размыва осадочных пород и переотложении кокколитов.

Колонка на ст. 2201 сложена пелитовым кокколитовым илом. Возраст горизонта 75–80 см по ониевому методу 500 тыс. лет, средняя скорость седиментации 0,0016 мм/год. Ввиду высокого содержания в осадках карбоната кальция темпы седиментации абиогенной части осадка низкие. Кокколиты обильны в отложениях всей колонки. Наиболее массовыми видами в комплексе являются раннемиоценовые–позднеолигоценовые кокколиты: D. deflandrei, D. aulakos, D. druggii, Reticulofenestra pseudoumbilica. Сохранность наннофоссилий зачастую плохая.

Колонка на ст. 2202 сложена чередующимися прослоями пелитового глинисто-карбонатного, глинистого и карбонатного ила. Принимая во внимание содержание железа и марганца, осадки можно отнести к металлоносному типу, при этом сохраняется высокий коэффициент корреляции между железом, марганцем и титаном при низких концентрациях титана. Концентрация радия закономерно уменьшается по длине колонки до глубины 300–310 см, возраст прослоя 480 тыс. лет, скорость седиментации на этом отрезке равна 0,006 мм/год. Далее концентрация радия меняется несущественно. Высокие темпы седиментации обусловлены интенсивной поставкой вещества в процессе гидротермальной переработки базальтов океанского дна и частично аккумулятивной формой накопления осадков, а также значительной долей биогенной компоненты осадка (среднее содержание карбоната кальция составляет 30%).

В осадках колонки присутствуют в незначительном количестве диатомеи, силикофлагелляты, радиолярии, известковый нанопланктон, фораминиферы. Диатомеи и силикофлагелляты представлены тропическими видами плейстоценового возраста: Coscinodiscus nodulifer, Thalassiosira oestrupii, Nitzschia marina, Rhizosolenia bergonii, Rh. styliformis, Pseudoeunotia doliolus, Asteromphalus hiltonianus, Dictyocha fibula, Mesocena elliptica и др. Несмотря на бедность видового разнообразия диатомей и силикофлагеллят удалось проследить определенную последовательность в распределении наиболее характерных видов и оценить возраст отложений в основании колонки как 1 млн лет [Burckle, 1972; Жузе, Мухина, 1973]. Постоянно в осадках встречаются переотложенные плиоценовые и миоценовые кокколиты.

В колонке на ст. 2204 осадки представлены алевритово-пелитовым глинисто-карбонатным илом. Концентрация радия сильно меняется по длине колонки. Принимая во внимание относительно низкие концентрации радия в верхней части колонки, можно предположить, что верхние слои в колонке отсутствуют, либо седиментационный процесс закончился приблизительно 100–200 тыс. лет назад. Скорости седиментации в интервале 15–100 см составляют 0,0032 мм/год, в интервале 130–230 см – 0,0046 мм/год. Возможны процессы переотложения. Осадки содержат богатый комплекс диатомей плейстоценового возраста. Таксономический состав диатомей сходен с указанным для ст. 2202. Наличие в комплексе Nitzschia reinholdii и отсутствие N. fossilis указывают, что возраст осадков, вскрытых колонкой, не превышает 700 тыс. лет. На фоне четвертичных диатомей в осадках встречены переотложенные кокколиты палеоген-неогенового возраста.

Как показывает сравнительный анализ, определения возраста осадков и скоростей седиментации, проведенные различными стратиграфическими методами, дают хорошо сходимые результаты, взаимно дополняющие возможности каждого метода.

ГЛАВА 9

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ВПАДИНЫ БАУЭР

Впадина Бауэр, представляющая часть Перуанской котловины, выделяется как отдельная географическая область дна, находящаяся между активными подводными поднятиями — Восточно-Тихоокеанским на западе и Южно-Галапагосским на востоке. Сложная система глубинных разломов, пересекающих эти хребты, прослеживается и в пределах впадины Бауэр, в результате чего ее дно имеет глыбовое строение. В рельефе это отражается наличием узких вытянутых впадин между отдельными глыбами [Живаго, Буданова, 1976]. В 8-м (1972 г.) и 14-м (1975 г.) рейсах нис "Дмитрий Менделеев" было выявлено аномальное обогащение пелагических илов во впадине Бауэр железом, марганцем и некоторыми малыми элементами [Лисицын и др., 1976]. Здесь были выделены известковые, мергелистые и бескарбонатные (глинистые и слабокремнистые) осадки, представляющие собой разные фациальные типы металлоносных отложений. Исследование состава и взаимосвязей генетически разных компонентов, образующих металлоносные осадки, являлось одной из литологических задач 24-го рейса нис "Академик Курчатов". Фациальная изменчивость металлоносных осадков в этой экспедиции была прослежена на продолжительном разрезе, пересекающем восточный склон ВТП и впадину Бауэр.

1. ТИПЫ ОСАДКОВ

Данные о вещественно-генетических типах осадков получены трубками и дночерпателями на восьми станциях (табл. 9.1).

Глинистые илы. Они встречены только на трех станциях во впадине Бауэр. Глинистый пелитовый бескарбонатный тонкодисперсный ил на поверхности дна обнаружен только на ст. 2203-2, расположенной во впадине с глубиной 5100 м. Ил имеет темно-коричневый цвет, однороден по составу и по своим характеристикам близок к глубоководным пелагическим красным глинам. Основную часть осадка составляют железоглинистые агрегаты. В небольшом количестве встречены скелеты и обломки кремнистых организмов (диатомей, радиолярий), а также железистые частицы и глобули, железомарганцевые конкреции. В песчано-алевритовых фракциях также присутствуют палагонит и палагонитизированные зерна, хлорит, цеолиты, черные рудные минералы, обломки пород. Характерной особенностью является высокая естественная влажность осадков — 86,99%. По содержанию железа (11, 18%) осадки являются металлоносными.

Во впадине Бауэр на поверхности дна обнаружены также глинистые пелитовые илы с небольшой примесью карбонатного материала (ст. 2202-2). Это — темно-коричневый однородный осадок, заметно повышенной влажности (80,27—81,31%). Минеральный состав песчано-алевритовых фракций отличается большим разнообразием, в частности присутствием вулканического стекла (бурого и бесцветного), биотита и моноклинных пироксенов. Ил содержит многочисленные достаточно крупные (до 5—6 см, в среднем около 3 см) железомарганцевые конкреции круглой формы с мелкими наростами и по содержанию железа также относится к типу металлоносных осадков.

На ст. 2202-1 на интервалах 35—175 см и 280—400 см встречен глинистый ил, состав которого существенно меняется в пределах слоя. Осадок по цвету неоднородный, имеет линзы и отдельные участки, резко обогащенные биогенным карбонатным материалом. С увеличением карбонатности, как правило, уменьшается содержание Fe, Mn и Ti не только в абсолют-

Таблица 9.1

Сведения о геологических станциях

Номер станции	Орудие сбора	Координаты		Глубина, м	Мощность полученных осадков, см
		φ° ю.ш.	λ° з.д.		
		Восточный склон ВТП			
2197-1	Прямоточная трубка	23° 1,6'	109° 43,6'	3650	30
2197-2	Дночерпатель	23° 2'	109° 44,5'	3640	7
2198-1	Прямоточная трубка	20° 45,2'	107° 40,1'	3790	10
2198-2	Дночерпатель	20° 45,2'	107° 41'	3830	10
2199-1	Прямоточная трубка	18° 54,8'	106° 0,1	3380	180
2199-2	Дночерпатель	18° 54,7'	106° 1'	3970	10
		Впадина Бауэр			
2200-1	Прямоточная трубка	15° 58,5'	103° 22,5'	3928	225
2200-2	Дночерпатель	15° 58,5'	103° 24,3'	4010	12
2201-1	Прямоточная трубка	13° 1'	102° 40,4'	4380	175
2201-2	Дночерпатель	13° 1,8'	102° 41,2'	4140	20
2202-1	Прямоточная трубка	11° 33,6'	102° 31	4270	400
2202-2	Дночерпатель	11° 33'	102° 31,9'	4270	18
2203-1	Прямоточная трубка	9° 55'	101° 53,6'	5090	Примазки ила
2203-2	Дночерпатель	9° 52,9'	101° 55,9'	5100	7
2204-1	Прямоточная трубка	9° 48,4'	101° 46,2'	4210	370
2204-2	Дночерпатель	9° 48,3'	101° 48'	4194	15

ных концентрациях, но и в пересчете на бескарбонатное вещество. Однако в целом осадки этих горизонтов также металлоносные и по составу глинистой части весьма сходны с описанными выше разновидностями.

Глинисто-вулканогенные илы. На ст. 2203-1 получено небольшое количество ила, сложенного главным образом бесцветным вулканическим стеклом (около 70%). Стекло сильно измененное, местами по нему развиваются глинистые агрегаты, показатель преломления менее 1,54. Остальную часть осадка слагают глинистые агрегаты (до 30%). В виде единичных зерен обнаружены палагонит, гидроокислы железа, обломки пород, а также неопределимые зерна карбонатов, скелеты диатомей и спикуля губок. По гранулометрическому составу осадок представляет алеврито-во-пелитовый ил. Характерна его текстура: полученные трубкой осадки представлены мягкими эллипсоидальной формы комочками с гладкой

поверхностью размером около 1—2 см. Незначительное количество материала, поднятого трубкой, вероятнее всего, связано с тем, что на дне впадины разлома осадки практически отсутствуют, а имеющийся материал в виде небольших окатышей является переотложеным со склонов.

Карбонатно-глинистые илы. На поверхности дна они встречены на южной окраине впадины Бауэр и прилегающей к ней части восточного склона ВТП, т.е. в переходной зоне между двумя различными по тектоническому строению областями дна. Карбонатно-глинистые илы слагают также отдельные слои в колонках ст. 2199-1, 2202-1 и 2204-1. Обычно это пелитовые илы коричневого и темно-коричневого цвета, как правило, пятнистые за счет неоднородного состава. В ряде случаев пятнистость явно связана с действием роющих организмов. В составе карбонатно-глинистых илов преобладает глинистый материал, представленный глинистыми и железоглинистыми агрегатами, в небольшом количестве имеются железистые глобули. Почти повсеместно в виде малой примеси присутствуют палагонит, цеолиты, иногда также слюды, вулканическое стекло. Карбонатный материал представлен кокколитами и скелетами и обломками фораминифер. Содержание $CaCO_3$ меняется в пределах 22,5—53,5%, но чаще равно 30—50% (мергелистые отложения). Во многих образцах были встречены остатки различных кремнистых организмов. В песчано-алевритовых фракциях (в бескарбонатной части) явно доминирует аутигенный комплекс минералов, почти повсеместно представленный железомарганцевыми конкрециями, корковидными, реже неправильной формы образованиями и глинистыми и железоглинистыми агрегатами, гидроокислами железа.

В ряде случае встречены цеолиты. Часто присутствуют биогенные компоненты в виде раковин радиолярий и фосфатизированных обломков зубов и костей рыб. Минералы, по-видимому, являющиеся продуктами разрушения коренных пород дна, чаще представлены хлоритом, палагонитом, хлоритизированными и палагонитизированными зернами, основными и средними плагиоклазами. На ст. 2202-1 (горизонт 190—220 см) встречены черные рудные минералы. Многочисленные железомарганцевые конкреции эллипсоидальной лепешковидной формы с гладкой поверхностью, напоминающие хорошо окатанную гальку, обнаружены в карбонатно-глинистом иле на ст. 2201-2. Конкреции относительно мягкие (легко разламывающиеся) и имеют длину в основном 2—5 см, толщину 1—2 см. Содержание железа составляет от 3,3 до 9,6% и в пересчете на бескарбонатное вещество обычно превышает 10%. Исключением является только поверхностный слой (0—20 см) осадков в колонке 2199-1, где отмечено минимальное содержание железа (3,30—5,35%), и в пересчете на бескарбонатную часть осадка илы этого горизонта являются не металлоносными. Таким образом, для металлоносных карбонатно-глинистых (мергелистых) отложений содержание железа характеризуется значениями 5,20 — 9,60% (на сухое вещество), марганец составляет от 1,54 до 3,75%, титан — 0,05—0,19%. Влажность осадков меняется от 57,61 до 82,23%, обычно она равна 70—80%.

Глинисто-карбонатные илы. На большинстве станций верхний слой осадков как на восточном склоне ВТП, так и во впадине Бауэр представлен глинисто-карбонатными пелитовыми или алевритово-пелитовыми илами. В колонках этот тип осадков был встречен только на ст. 2199-1 (горизонт 90—152 см). Цвет осадков всегда коричневый и очень часто пятнистый, значительно реже однородный. Основную часть осадка обычно составляет биогенный карбонатный материал, представленный кокколитами, раковинами фораминифер и их обломками. Содержание $CaCO_3$ меняется в пределах 49,5—71,5%. На втором месте по значимости находится

глинистый материал, состоящий из глинистых и железисто-глинистых агрегатов с заметной примесью Fe-частиц и глобулей. В песчано-алевритовых фракциях резко преобладают карбонатные частицы (обломки раковин фораминифер, реже — мшанок и кораллов). В бескарбонатной части доминируют два основных компонента — железомарганцевые образования в виде микроконкреций, корочек и неправильной формы агрегатов и глинистые и железисто-глинистые агрегаты. В меньшем количестве, но почти постоянно, присутствуют кремнистые частицы (радиолярии, диатомеи и их обломки), а также фосфатизированные обломки зубов и костей рыб. В некоторых интервалах повышено количество цеолитов (отдельные кристаллы и агрегаты), хлорита и хлоритизированных зерен. Часто встречается также палагонит. В незначительном количестве были отмечены основные и средние плагиоклазы, моноклинные пироксены, бурое вулканическое стекло и другие минералы, вероятно, являющиеся продутом разрушения коренных пород дна (в основном базальтов). В песчано-алевритовых фракциях отмечены также минералы, представляющие терригенный комплекс, а именно: цоизит, биотит, кислое вулканическое стекло и некоторые другие.

На станциях во впадине Бауэр глинисто-карбонатные илы содержат железомарганцевые конкреции. В колонке 2202-1 (горизонт 25—30 см) обнаружены две лепешковидные конкреции, похожие на хорошо окатанную гальку, размером около 3 × 1 см. Другой формы железомарганцевые конкреции встречены на ст. 2204. Это — округлые мелкобугорчатые (ст. 2204-1, поверхность и горизонт 33/34 см и ст. 2204-2, поверхность) конкреции размером в поперечнике около 2—3 см.

Основные химические компоненты в глинисто-карбонатных илах определены в следующих количествах: железо — 3,40—6,17%, марганец — 1,26—2,55%, титан — 0,04—0,13%. В пересчете на бескарбонатный материал содержание железа чаще всего более 10%, за исключением верхнего слоя в дночерпательных пробах на восточном склоне ВТП (ст. 2198-2 и 2199-2). Влажность осадков в среднем ниже, чем для карбонатно-глинистых отложений и составляет 46,84—74,03%.

Карбонатные биогенные илы. Этот тип осадков на поверхности дна встречен на восточном склоне ВТП (ст. 2197-2) и в переходной зоне от ВТП ко впадине Бауэр (ст. 2201-1). Чаще карбонатные биогенные илы находятся на разных горизонтах осадочного слоя в изученном районе и были вскрыты колонками не только на склоне ВТП, но и во впадине Бауэр (ст. 2202-1 и 2204-1). Осадки обычно имеют палево-серый цвет, реже — светло-коричневый или коричневый, в большинстве случаев пятнистые, либо с резко выделяющимися линзами желтоватого цвета и кольцевидной формы. Характер пятнистости во многих горизонтах одинаков и обусловлен деятельностью илоедов. По сравнению с другими литологическими типами карбонатные биогенные илы очень плотные и имеют естественную влажность 30,84—63,96%. Основную часть осадков составляют кокколиты, содержание раковин фораминифер обычно меньше, и эти илы фактически являются кокколитовыми. Содержание $CaCO_3$ составляет от 68,5 до 97,0%. По определениям В.В. Мухиной, кокколиты в основном имеют неогеновый возраст и представлены смешанными комплексами с плохой сохранностью видов, что позволяет считать их переотложенными.

В зависимости от содержания $CaCO_3$ примесь глинистого материала, представленного глинистыми, а также железисто-глинистыми агрегатами, меняется очень часто и в широких пределах.

Песчано-алевритовые фракции почти целиком сложены обломками фораминифер и их раковинками с примесью обломков мшанок и корал-

лов. В бескарбонатной части фракций присутствуют различные по генезису компоненты. Среди них преобладают железомарганцевые образования и глинистые железисто-глинистые агрегаты. В меньшем количестве, но достаточно часто, встречены цеолиты и цеолитовые агрегаты, раковинки кремнистых организмов (в основном радиолярий), фосфатизированные остатки рыб. Иногда отмечались также хлорит, палагонит, различного состава плагиоклазы, рудные и другие минералы. На ст. 2204-1 в кокколитовом пелитовом иле (горизонт 320 см) была встречена круглая конкреция диаметром 1,5 см. Следует отметить, что ранее в осадках котловины Бауэр железомарганцевые конкреции были встречены только в бескарбонатных разностях осадков [Лисицын и др., 1976].

Абсолютные значения основных химических компонентов в кокколитовых илах относительно низкие. Железо составляет от 0,67 до 4,50%, марганец — 0,11—1,43%, титан — от следов до 0,06%. После пересчета на бескарбонатное вещество в некоторых случаях были получены достаточно высокие значения этих элементов. По содержанию железа большинство кокколитовых илов может быть причислено к металлоносным осадкам. Очевидно такой подход для выделения металлоносных отложений в случае высокой карбонатности не применим, поскольку использование малых величин для пересчетов дает большие погрешности. Содержание железа более 10% в карбонатных биогенных илах после пересчета на бескарбонатное вещество было получено для ст. 2200-1, горизонт 24—128 см (валовое содержание железа ($Fe_{вал}$) на натуральный осадок 0,82—3,70%), горизонт 128—225 см ($Fe_{вал}$ — 1,30—2,30%), ст. 2201-1, горизонт 0 — 175 см ($Fe_{вал}$ — 0,67 — 4,50%), ст. 2204-1, горизонт 295—325 см ($Fe_{вал}$ — 1,43%) и горизонт 345—370 см ($Fe_{вал}$ — 3,50%).

2. ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ

Химический состав донных осадков представлен в табл. 9.2.

Железо. Содержание валового железа в разных типах донных осадков меняется в широких пределах — от 0,67 до 12,50%. В пересчете на бескарбонатное вещество содержание железа в изученных образцах составляет 7,10—35,75%. Однако следует отметить, что экстремально высокие значения после пересчета на бескарбонатный материал были получены в тех случаях, когда осадки являлись сильнокарбонатными (кокколитовые илы). В большинстве случаев в металлоносных отложениях во впадине Бауэр отмечено примерно 11—14% железа (после пересчета на бескарбонатный материал).

Значительная часть Fe представлена его трехвалентной реакционноспособной формой. Общее содержание $Fe^{3+}_{реакц}$ составляет 0,25—6,90% от сухого вещества. Двухвалентные формы железа в осадках не обнаружены.

Содержание железа в железомарганцевых конкрециях (ст. 2201-2) равно 13,2%, т.е. почти столько же, сколько и в некоторых разновидностях металлоносных осадков (ст. 2202-1, горизонт 395—400 см).

Ранее проведенные исследования показали, что в металлоносных отложениях во впадине Бауэр и ВТП минеральные формы железа в тонкодисперсной части осадка представлены в основном гетитом и железистым монтмориллонитом [Лисицын и др., 1976]. В более крупных фракциях железо находится в составе различных минералов, но доминирующее значение имеют железомарганцевые образования и микроконкреции.

Марганец. Содержание марганца также очень изменчиво в зависимости от литологического типа осадка. В исследованных образцах было определено от 0,11 до 5,70% $Mn_{вал}$. Основная его часть в отличие от железа пред-

Таблица 9.2

Химический состав донных осадков (в % на сухое вещество)

Горизонт, см	$CaCO_3^-$	Fe	Mn	Ti	$Fe^{3+}_{реакц}$	Mn^{4+}	Влажность	Eh, мВ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
				Станция 2197-1				
0–8	67,0	3,75	1,45	0,09	1,19	1,35	53,72	460
13–20	71,5	4,90	1,98	0,08	1,54	1,94	51,81	435
				Станция 2197-2				
0–3	77,4	2,15	0,85	0,06	0,79	0,77	54,72	485
3–7	80,0	2,20	0,88	0,06	0,74	0,78	51,15	475
				Станция 2198-1				
0–10	63,0	4,30	1,95	0,13	1,15	1,88	58,99	505
				Станция 2198-2				
0–5	64,0	3,40	1,40	0,10	0,94	1,27	59,70	415
5–10	66,5	3,40	1,45	0,10	1,02	1,30	55,69	470
				Станция 2199-1				
0–10	53,5	3,30	1,58	0,12	1,23	1,45	60,27	500
15–20	37,5	5,35	2,07	0,15	1,30	2,00	60,66	460
30–35	32,0	6,80	2,64	0,19	1,45	2,44	62,31	550
55–60	29,5	7,50	3,00	0,18	1,52	2,87	63,73	460
75–80	40,5	6,70	3,05	0,15	1,68	2,90	57,67	500
90–95	53,5	5,35	2,16	0,11	1,15	2,12	52,03	460
120–125	57,0	4,65	1,80	0,10	0,94	1,54	49,99	550
145–150	64,0	3,65	1,45	0,09	0,62	1,34	46,84	425
150–155	74,0	2,00	1,06	0,06	0,49	1,05	44,71	590
175–180	86,0	1,20	0,48	0,03	0,30	0,43	37,75	450
				Станция 2199-2				
0–3	57,0	4,20	1,67	0,12	1,10	1,62	61,84	445
5–10	52,5	4,40	1,80	0,12	1,24	1,77	58,80	480
				Станция 2200-1				
0–5	69,5	3,75	1,45	0,07	1,85	1,40	56,33	480
10–15	55,0	6,00	2,20	0,12	2,28	2,09	58,40	535
24–30	69,5	3,75	1,45	0,07	1,85	1,40	56,33	480
55–60	94,0	1,03	0,27	0,01	0,43	0,25	40,07	450
85–90	96,5	0,87	0,20	0,01	0,32	0,17	40,14	460
115–120	93,0	0,82	0,21	0,01	0,34	0,17	40,31	425
128–135	92,0	1,30	0,28	0,01	0,44	0,25	40,82	430
175–180	88,0	1,70	0,41	0,01	0,62	0,40	43,16	465
220–225	89,0	2,30	0,54	0,02	0,77	0,53	43,88	490
				Станция 2200-2				
0–5	64,0	4,55	1,64	0,08	1,90	1,63	62,61	450
5–12	62,0	4,60	1,73	0,07	1,98	1,70	58,13	480
				Станция 2201-1				
0–5	93,0	1,07	0,29	Следы	0,50	0,25	43,62	365
25–30	68,5	4,50	1,43	0,05	2,15	1,40	63,81	480
45–50	77,5	3,40	0,92	0,04	1,50	0,58	58,88	340
70–75	97,0	0,67	0,14	Следы	0,49	0,14	36,98	355
95–100	95,5	0,72	0,11	,,	0,25	0,11	30,84	460
120–125	94,5	0,75	0,18	,,	0,25	0,16	40,23	460
135–140	95,5	0,75	0,18	,,	0,30	0,16	39,38	425
170–175	96,5	0,75	0,16	,,	0,34	0,16	34,48	470

1	2	3	4	5	6	7	8	9
				Станция 2201-2				
0–5	43,5	6,80	2,95	0,07	3,43	2,80	75,81	–
5–10	40,5	7,70	3,75	0,10	3,68	3,48	74,70	–
				Станция 2202-1				
0–10	49,5	6,17	2,55	0,06	3,40	2,54	74,01	460
45–50	27,0	9,49	3,50	0,10	4,32	3,10	79,65	495
70–75	13,0	11,70	3,52	0,12	4,85	3,23	81,43	430
100–105	19,5	11,18	3,70	0,11	4,30	3,33	79,03	545
130–140	15,5	11,55	3,70	0,11	4,60	3,45	80,87	470
155–165	16,5	11,45	3,00	0,11	4,60	2,86	80,43	540
175–185	33,5	8,30	2,40	0,09	3,60	2,25	75,03	400
235–240	25,0	8,95	3,50	0,09	4,23	3,30	79,42	470
270–280	81,0	1,79	0,80	0,02	0,87	0,76	54,00	460
310–320	66,0	3,30	1,50	0,05	1,45	1,33	64,60	535
370–380	33,0	7,70	2,60	0,09	2,88	2,25	76,08	385
395–400	5,0	12,50	3,70	0,12	4,34	3,20	82,50	490
				Станция 2202-2				
0–5	12,5	9,30	3,00	0,08	4,40	2,79	80,27	460
5–18	12,0	11,35	3,19	0,08	4,44	3,00	81,31	470
				Станция 2203-2				
0–7	1	11,18	5,70	0,09	6,90	5,38	86,99	400
				Станция 2204-1				
0–10	60,0	4,85	1,93	0,04	2,85	1,61	69,12	420
25–35	63,0	4,10	1,26	0,04	2,40	1,07	71,41	360
50–60	24,0	8,85	2,46	0,07	4,77	2,12	80,94	360
50–60	24,0	8,85	2,46	0,07	4,77	2,12	80,94	360
90–100	50,5	5,20	2,20	0,05	2,80	1,85	74,62	370
120–130	22,5	9,60	2,65	0,09	5,13	2,29	82,23	380
155–160	43,5	7,25	2,29	0,07	3,75	1,80	76,85	380
185–190	34,5	8,05	1,76	0,07	3,80	1,58	79,84	485
235–245	50,0	6,55	1,54	0,05	3,70	1,25	78,42	400
280–290	45,0	6,62	1,85	0,05	3,12	1,58	77,90	340
310–320	96,0	1,43	0,40	0,02	0,74	0,39	48,66	505
335–345	45,0	6,45	2,10	0,05	3,30	1,70	74,80	400
345–355	74,5	3,50	1,19	0,04	1,60	0,94	63,96	460
				Станция 2204-2				
0–5	57,5	5,00	2,02	0,05	3,45	1,89	74,03	435
5–15	60,0	4,55	1,76	0,04	2,95	1,53	68,54	390

Примечание. $Fe^{2+}_{реакц}$ не обнаружено ни в одном из изученных горизонтов.

ставлена реакционноспособной формой четырехвалентного марганца. В железомарганцевых конкрециях ст. 2201-2 марганец составляет 33–34%.

Титан. Содержание титана в большинстве изученных проб очень низкое и не превышает 0,19%. По сравнению со средним значением для пелагических осадков (0,44%), по Лисицыну и др. [1976], в отложениях впадины Бауэр титана заметно меньше, чем в других районах океана. В железомарганцевых конкрециях, полученных на ст. 2201-2, содержание титана составляет 0,03%.

Отношения между элементами. Отношение Fe/Mn во всех типах металлоносных осадков имеет близкие значения. Оно обычно низкое и не превышает 5. Такие величины свойственны всей области распространения металлоносных осадков в Тихом океане [Лисицын и др., 1976], а в пелагических глинах отношение Fe/Mn чаще всего имеет значение, равное 10–20.

Отношение Fe/Ti колеблется в очень широких пределах — от 9 до 170. Оно может быть использовано для выяснения природы осадочного материала, поскольку титан большей частью отражает терригенный фон осадков. В принципе также можно пользоваться и отношением Mn/Ti. Оно в изученных образцах меняется от 2 до 63.

Железомарганцево-титановый модуль достигает величины 211. Его значения колеблются в довольно широких пределах и обычно превышают 25, т.е., согласно Страхову [1976], осадки, как правило, содержат эксгалятивное вещество.

Приведенные выше данные позволяют считать, что металлоносность донных осадков в различных их литологических типах выражена присутствием одних и тех же компонентов. Это главным образом железистоглинистые агрегаты, железистые глобули, гидроокислы железа, возможно, также марганца. Минеральный состав песчано-алевритовых фракций показал, что основные металлы во всех типах донных осадков представлены близкими по составу комплексами аутигенных образований. В принципе та же картина раскрывается и при анализе данных химического анализа по формам железа и марганца.

Анализ разных фациальных типов металлоносных осадков свидетельствует, что они состоят из нескольких основных компонентов, которые можно разделить на две группы. Первая — это те вещества, которые определяют степень металлоносности отложений и в которых сосредоточена подавляющая часть железа, марганца и связанных с ними малых элементов. Вторая (основная) — компоненты осдаков, как, например, биогенный или терригенный материал и т.п. Эти вещества в процессе седиментации накапливаются на дне, подчиняясь основным закономерностям океанской седиментации, т.е. в соответствии с циркумконтинентальной, широтной и вертикальной зональностями. В зависимости от сочетания этих компонентов, что предопределено условиями осадкообразования, и изменяются типы металлоносных осадков.

Распределение металлоносных осадков в изученном районе показывает, что обогащение донных отложений металлами как во впадине Бауэр, так и на склоне ВТП в целом обусловлено мощными источниками эндогенного вещества, действие которых охватывает большие площади океанского дна, а аномально высокая металлоносность имеет локальный характер.

ГЛАВА 10

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, СВЯЗАННЫЕ С РАЗЛОМАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Естественный интерес к разломам связан с тем, что именно в крупных тектонических нарушениях можно получить максимальную информацию о строении глубинных слоев земной коры океанского типа. Сравнительный анализ этого материала позволяет исследователям геотектонических процессов более обоснованно строить модели общей эволюции коры, ее динамики в различных областях и различных структурах океанского дна.

Исходя из этого в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" и 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" геологические работы были проведены на крупных разломах в Атлантическом и Тихом океанах. Большая часть этих разломов относится к разломам трансформного типа (Атлантис, Элтанин, Академика Курчатова, Меррей). Для сравнения приводятся данные по внутриплитовому разлому, происхождение которого до конца не выяснено (Императорский разлом), и молодому Галапагосскому рифту, пространственно тесно связанному с системой трансформных разломов ВТП.

1. РАЗЛОМ АТЛАНТИС

Детальные геологические работы в пределах этого разлома впервые были проведены американскими исследователями в 150-м рейсе нис "Атлантис" в 1947 г. [Shand, 1949]. В 6-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1969 г. [Удинцев и др., 1973] опробование бортов разлома проводилось в районе пересечения его с рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта на полигоне с центром 29° 40′ с.ш., 42° 30′ з.д. Драгами были подняты породы самого различного состава: базальты, долериты, габброиды, перидотиты и метаморфиты, представленные динамотермально измененными метабазальтами, диабазами, габбро-амфиболитами, эпидозитами и серпентинитами.

В пределах северного борта разлома на долготе приблизительно 42° (рис. 10.1) встречены снизу вверх: метагаббро и серпентиниты (4200 м), серпентиниты (2980—2780 м), габбро и базальты (2540—2820 м), базальты и серпентиниты (1800—1960 м). На южном борту — диабазы и габбро (2580—3020 м), габбро и серпентиниты (1320—1600 м).

Судя по всему северный борт разлома сложен "нормальной" океанской корой со сменой в разрезе снизу вверх перидотитов габброидами и базальтами. Однако присутствие серпентинитов в самой верхней части разреза и широкое развитие в нижних частях склонов метаморфических пород свидетельствует о наличии здесь многочисленных тектонических нарушений, по которым серпентиниты внедрялись в виде протрузий в самые верхние части коры. Вдоль тектонических нарушений происходила циркуляция водных растворов, подвергших метаморфическому изменению окружающие магматиты [Miyashiro et al., 1979].

Южный борт разлома, сложенный преимущественно габброидами и серпентинитами, представляет собой, скорее всего, выдвинутый блок коры с выводом на поверхность наиболее глубинных магматических пород.

Базальты, поднятые в зоне разлома, по минералогическому и химическому составу (табл. 10.1) отвечают типичным толеитам срединно-океанических хребтов. Они сложены оливином, плагиоклазом и основной массой, варьирующей по структуре от витрофировой до микродолеритовой [Дмитриев и др., 1974]. Отсутствие широкого спектра долеритовых пород,

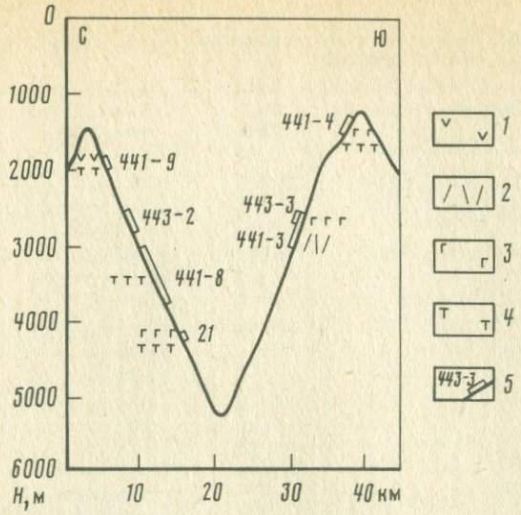


Рис. 10.1. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Атлантис на долготе 42° 35′ з.д.

1 — базальты; *2* — долериты; *3* — габбро; *4* — серпентиниты; *5* — номер станций

т.е. дайкового комплекса, может свидетельствовать о специфике тектонических движений в разломе Атлантис на 42° з.д. Габбро подвержены интенсивным вторичным изменениям, связанным с дроблением (габбро-милониты), перекристаллизацией и широким развитием вторичных минералов — уралита и хлорита. Перидотиты по минеральному составу относятся к гарцбургитам, которые на 80—90% серпентизированы. Железистость породообразующих минералов меняется слабо [Дмитриев и др., 1974], что может свидетельствовать о реститовом характере этих пород.

Таблица 10.1

Средний состав (мас.%) магматических пород разлома Атлантис на 42° з.д.

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	49,37	49,81	49,10	39,60	49,19
TiO_2	1,48	1,67	0,49	0,04	0,04
Al_2O_3	15,76	14,82	14,67	1,49	1,77
FeO	10,06	11,57	7,33	7,65	8,92
MnO	0,17	0,18	0,14	0,13	0,11
MgO	8,17	7,83	10,93	35,92	41,93
CaO	10,84	10,71	11,27	0,73	0,85
Na_2O	2,72	2,59	2,56	0,18	0,20
K_2O	0,18	0,17	0,14	0,01	0,02
P_2O_5	0,12	0,14	0,02	0,02	0,02
H_2O	1,33	0,68	2,40	13,27	—

Примечание. 1 — базальт с бортов разлома, 11 анализов; 2 — базальт из рифтовой долины, 15 анализов; 3 — габбро, 7 анализов; 4 — серпентиниты, 9 анализов; 5 — анализ серпентинита, пересчитанный на безводность. При составлении таблицы использованы данные из работ [Дмитриев и др., 1974; Muir, Tilley, 1966; Miyashiro et al., 1969a, b, 1979; Kay et al., 1970; Ozima et al., 1976].

Таблица 10.2

Краткие географические и геологические данные по опробованию дна океана в районе 35° з.д. (разлом Атлантис)

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Орудие сбора	Геологическое положение	Полученный материал
2130	28° 38,9′с.ш. 34° 38,9′ з.д.	5200–5300	Драга	Северный склон южной депрессии	Базальты
2131	28° 35,5′ с.ш. 34° 37,7′ з.д.	5600	Трубка	Южный склон южной депрессии	Базальты
2132	28° 54,1′ с.ш. 34° 43,2′ з.д.	5400	Дночерпатель	Южный склон северной депрессии	В тяжелой фракции из отмывки кокколитового ила минералы гранитов
2136	28° 57,1′ с.ш. 35° 09,9′ з.д.	4400	Драга	Северный склон северной депрессии	Пемзы
2140	28° 55,4′ с.ш. 34° 51,5′ з.д.	5320–5490	Драга	То же	Базальты, гиалокластиты, габбро, перидотиты

В целом по геологическим данным и набору пород разлом Атлантис в зоне его сочленения с рифтом может быть отнесен к типичному трансформному разлому со сложной блоковой тектоникой [Удинцев и др., 1973].

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" предполагалось изучить взаимодействие второго и третьего геофизических слоев и особенности их петрографического состава в пределах разлома Атлантис на удалении от Срединно-Атлантического хребта. Планировалось выяснить, имеются ли существенные различия в строении и составе океанской коры вкрест простирания срединного хребта. Геологические работы были сосредоточены на полигоне с координатами 28° с.ш., 35° з.д. Опробование дна было проведено в пяти точках в различных частях полигона (табл. 10.2).

Разлом Атлантис в исследуемом районе имеет сложное строение. На севере прослеживается депрессия с очень пологими (около 10°) склонами, что отразилось на широком развитии здесь осадков, перекрывающих коренные выходы фундамента. Эта депрессия является собственно разломом Атлантис. К югу через центральный вал параллельно протягивается другая депрессия, являющаяся, по-видимому, разломом второго порядка, осложняющим южный блок главного разлома (рис. 10.2).

В результате геологических работ в пределах обоих депрессий получен очень небольшой каменный материал, представленный базальтами, долеритами, габбро и перидотитами.

Базальты в виде единичных обломков встречены главным образом в пределах южной депрессии (ст. 2130, 2131). Породы имеют характерный для сильно окисленных эффузивов коричневато-красный цвет. Базальт ст. 2130 афировый, состоит из лейст и микролитов плагиоклаза, почти нацело замещенных цеолитами и смектитом. Основная масса породы сложена пучковидными, веерообразными микролитами и кристаллами клино-

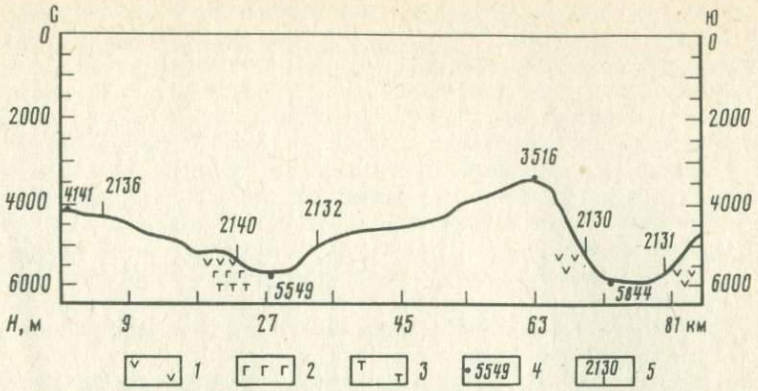


Рис. 10.2. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Атлантис на долготе 34° з.д. (профиль построен по галсам 5, 7, 11)
1 — базальты; *2* — габбро; *3* — перидотиты; *4* — глубина; м; *5* — номер станций

пироксена, насыщенными мельчайшими образованиями рудного минерала, который составляет около 10—15% объема породы. Исходя из минерального состава породы можно предположить, что базальт ст. 2130 относится к щелочному ферробазальту.

На противоположной стороне депрессии (ст. 2131, глубина 5600 м) в 10 км южнее ст. 2130 получено несколько обломков различных базальтов и гиакласти́тов. Наиболее крупный (7 × 7 см) обломок представлен афировым базальтом, состоящим из микролитов плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору (An_{50}), клинопироксен образует шестоватые сростки микролитов и выполняет интерстиции между микролитами плагиоклаза. Оливин выделяется в виде идиоморфных мелких (0,1—0,2 мм) зерен со скелетным строением, полностью окислен и составляет около 5—7% объема породы. Стекло в основной массе составляет первые проценты и замещено хлоритом, им же выполнены мелкие редкие миндалины. По наличию оливина в основной массе базальт может быть также отнесен к щелочному типу. Высокая степень измененности базальтов в обоих случаях не позволяет провести детальный химический анализ.

Работы в северной депрессии менее результативны, однако определенная информация о слагающих фундамент разлома породах все же получена. В южной части северной депрессии (ст. 2132, глубина 5400 м) после отмывки пробы фораминиферо-кокколитового ила в тяжелой фракции обнаружено несколько мелких (0,5—1,0 мм) обломков кварца, микроклина, серицитизированного альбит-олигоклаза, роговой обманки, биотита, серпентинита и клинопироксена. Скорость осадкообразования в этой части океана, определенная изотопным методом, составляет $10 \cdot 10^{-3}$ мм/год. Мощность верхнего слоя осадков, взятых дночерпателем составляет 10—15 см. Следовательно, обломки гранитного состава попали в верхний слой осадков за последние 10—15 тыс. лет. Представляется, что этот материал является результатом ледового разноса.

Наиболее интересный материал получен на ст. 2140 (глубина 5320—5490 м), в северном борту разлома Атлантис. Драгой здесь подняты два комка красной пелагической глины, в которой обнаружены мелкие (1 × × 1 см), угловатые или слабоокатанные обломки базальтов, мелкозернистых долеритов, гиакласти́тов, габбро и перидотитов. Среди базальтов

встречены оливин-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфировые разновидности. По минеральному составу и структурам базальты сходны с толеитами, имеющими место в срединно-океанском хребте.

Габбро сложено широкотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза (андезин An_{48} – лабрадор An_{50}) с четкими двойниками, минерал по краям в незначительной степени замещен гидрослюдами. Роговая обманка выделяется в виде короткопризматических зерен размером до 2 мм. Минерал черно-бурого цвета за счет замещения его листовым биотитом и иголочками актинолита, вытянутыми вдоль плоскостей спайности. Титаномагнетит образует крупные (до 2 мм) зерна, из акцессорных минералов отмечается апатит. Характер замещения роговой обманки, присутствие заметных количеств титаномагнетита (до 10%) позволяет предположить, что это габбро относится по составу к щелочному феррогаббро, измененному в процессе автометаморфизма.

Среди перидотитов отмечаются две разновидности пород. Аподунитовый серпентинит имеет типичную для перидотитов петлевую структуру. Петли выполнены в центральных частях лизардитом и поперечно-волокнистым хризотилом. В отличие от перидотитов, встречающихся в разломах, сопряженных с срединным хребтом, в которых межпетлевые участки сложены бесцветным хризолитом (Fa_{8-10}), в указанном перидотите реликты оливина сложены черным изотропным веществом, возможно, магнетитом. Такого рода высокожелезистые оливины, замещенные при гидротермальном изменении агрегатом серпентина и магнетита, встречаются в щелочных перидотитах на океанских плитах, вне зон активного растяжения коры [Безруков, Кашинцев, 1974].

Второй обломок перидотита представлен почти целиком серпентинизированным типичным альпинотипным гарцбургитом. Ортопироксен образует ксеноморфные, реже короткотаблитчатые зерна, замещенные баститом Оливин бесцветный, отмечается в виде реликтов среди мелкочешуйчатого серпентинового агрегата.

Петрографические данные показали, что в пределах разлома Атлантис в изученной его части отмечаются две ассоциации пород, различающиеся по щелочности и железистости. Базальты и перидотиты толеитового состава, идентичные таковым из срединно-океанского хребта, и щелочные базальты, габбро, перидотиты, свойственные породам, формирующимся в процессе магматизма в пределах океанских плит в более позднее время. Набор пород целиком отвечает разрезу океанской коры. Наличие двух ассоциаций в пределах одного района не противоречит существующим представлениям о вещественном составе коры. Согласно расчетным данным Сорохтина [1979], по мере удаления от срединного хребта мощность литосферы увеличивается и выплавление магмы происходит с больших глубин, причем магмы имеют более щелочной состав. Если такого рода магматизм проявляется вдали от хребта, то он, естественно, накладывается на более ранние, сформировавшиеся в рифте океанские толеиты, создавая пеструю картину взаимоотношений пород толеитового и щелочного рядов.

2. РАЗЛОМ ЭЛТАНИН

В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" впервые были получены образцы горных пород в пределах этого уникального разлома (рис. 10.3). Опробование было проведено на его южном борту в 440 км западнее гребня ВТП. Краткое описание материала и местонахождение станций приводятся в работе [Кашинцев, Фри-Хар, 1978]. Среди поднятых со дна океана пород значительный объем составляют метаморфические разновидности и пери-

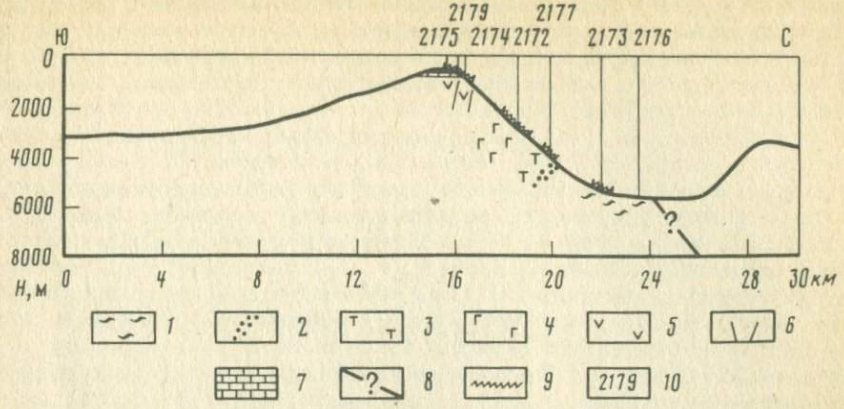


Рис. 10.3. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Хизена, зона разломов Элтанин (галс 3)

1 — амфиболитовые сланцы; *2* — пироксен-плагиоклазовые метаморфиты; *3* — перидотиты; *4* — габбро; *5* — базальты; *6* — долериты; *7* — известняки; *8* — предполагаемый разлом; *9* — места драгировок; *10* — номер станции

дотиты, в значительно меньших количествах получены габбро, долериты и базальты.

Базальты встречены в верхней части разлома (ст. 2175, 2179, глубина 662 м). Совместно с ними подняты вулканические брекчии, состоящие из обломков вулканического материала, сцементированного желтовато-серым известняком. Базальты порфировые (15—25%), оливин-плагиоклазовые, с микролитовой структурой основной массы. Плагиоклаз выделяется в виде таблитчатых и удлиненно-призматических кристаллов, по составу отвечает лабрадору (An_{54}). Оливин образует идиоморфные вкрапленники размером 0,2—0,5 мм, минерал почти целиком замещен вторичными продуктами. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза (лабрадор, An_{55}) и метельчатыми выделениями моноклинного пироксена, участками замещенного вторичным амфиболом.

Долериты (ст. 2174) представлены плотной, темно-серой, крупнозернистой, порфировой, слабобрекчированной породой с зеркалами скольжения на препарированных поверхностях образцов. Долерит состоит из удлиненно-призматических вкрапленников и лейст плагиоклаза (лабрадор, An_{52-60}), замещенного вторичными минералами оливина и интерстициального клинопироксена (диопсид-авгит).

Габбро (ст. 2172) — среднезернистая, плотная порода темно-серого цвета, состоящая из клинопироксена (45%), плагиоклаза (50%) и рудного минерала (5%). Из вторичных минералов отмечаются хлорит и эпидот. Плагиоклаз образует удлиненные и широкотаблитчатые зерна (битовнит, An_{76}), клинопироксен (авгит) по краям замещается зеленовато-коричневой роговой обманкой. Порода подвержена начальным стадиям зеленокаменного изменения, выраженным в избирательной хлоритизации. Процесс этот захватывает как кристаллы плагиоклаза, так и клинопироксена. Габброиды подвержены деформации, наблюдаются маломощные трещины, выполненные кварцем и эпидотом. Совместно с габбро подняты комковатые образцы эдафогенных песчаников, состоящих из обломков кристаллов породообразующих минералов габбро, базальтов, долеритов, эпидотизированных пород основного состава. Цементом служит мелкоперетертая

масса тех же минералов в хлоритовом цементе. Песчаники — результат переотложения тектонизированного материала основных пород. Наряду с обычными габброидами подняты мелкие обломки крупнозернистых габбро, габбро-пегматитов и плагиоклазитов. Состав плагиоклаза в последних отвечает олигоклазу (An_{28}).

Перидотиты (ст. 2177) — сравнительно темно-серые породы с кристаллами ортопироксена среди серпентинитовой массы. По минеральному составу преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, встречены единичные обломки лерцолитов, пироксенитов, горнблендитов. Широкий минеральный состав перидотитов — наиболее характерная черта разреза океанской коры в зоне разломов Элтанин.

Перидотиты в значительной мере серпентинизированы. Серпентинизация захватывает от 30% объема породы в гарцбургитах, 60% в лерцолитах до 80—85% в апогарцбургитовых серпентинитах. Причем характерно, что при высокой степени серпентинизации пород отсутствуют следы их рассланцевания.

Оливин в лерцолитах образует аллотриоморфно-зернистый агрегат из зерен размером до 1 мм в поперечнике, имеет волнистое угасание, что может свидетельствовать о частичной деформации породы. Ортопироксен представлен гиперстеном, клинопироксен — диопсидом.

В отличие от лерцолитов гарцбургиты имеют четко выраженную такситовую текстуру и порфировидную структуру. Ортопироксен в этих породах, как правило, образует два морфологически четко различающихся типа. Крупные (5—15 мм в поперечнике) зерна с вростками клинопироксена представлены энстатитом, эти зерна довольно часто окружены агрегатом мелких (0,3 мм) округлых зерен гиперстена и феррогиперстена. Часть зерен энстатита замещена баститом. Наблюдаются довольно редкие породы — плагиоклазсодержащие гарцбургиты. Плагиоклаз в них составляет около 1% объема породы. Оливин выделяется в виде двух типов зерен: округло-изометричных размером до 0,5 мм в поперечнике, обычно серпентинизированных и не затронутых этим процессом с аналогичными по размеру зернами гиперстена. Эти минеральные и структурные особенности могут свидетельствовать о процессах перекристаллизации в перидотитах. Рудный минерал в них представлен буровато-коричневой шпинелью, зачастую почти полностью замещенной магнетитом. Перидотиты подвержены вторичным гидротермальным преобразованиям, выраженным в появлении мелких (до 1 мм) трещинок, выполненных карбонатом.

Среди пироксенитов встречены необычные минералогические разновидности, в частности биотит-плагиоклазовые и плагиоклаз-амфиболитовые вебстериты. Биотит-плагиоклазовый вебстерит состоит из гиперстена (85%), диопсид-авгита (10%), плагиоклаза и биотита (5%). Основу породы составляют крупные (до 10 мм) кристаллы гиперстена, клинопироксен образует изометричные зерна до 0,4 мм в поперечнике, плагиоклаз и биотит выделяются среди агрегата пироксеновых зерен. Плагиоклаз-амфиболовый вебстерит отличается наличием разноразмерных зерен пироксена (30% гиперстена, 40% диопсида). Вокруг более крупных кристаллов орто- и клинопироксенов наблюдаются каемки мелких (0,1 мм) зерен тех же минералов, последние образуют пятнистые агрегаты вне связи с крупными индивидами. Роговая обманка выделяется в виде каемок вокруг крупных зерен пироксена, минерал плеохроирует в коричневых тонах, в ассоциации с ней отмечаются мелкие листочки биотита. Плагиоклаз формирует цепочки и линзочки из мелких (0,1—0,2 мм) округлых зерен (олигоклаз-андезин).

Помимо вебстеритов, среди пироксенитов встречены единичные обломки ортопироксенитов, сложенных относительно крупными (до 1,5 мм)

зернами гиперстена, погруженными в агрегат более мелких (0,2–0,3 мм) изометричных зерен того же минерала. Эти выделения слагают гнездовидные участки до 20–30 мм в поперечнике и окружены агрегатом из листочков талька и тремолита с редкими зернами эпидота и магнетита. Отмечается определенная зональность в распределении этих минералов: пироксен — область обогащения тальком — сплошной нематобластовый агрегат тремолита.

Необычный минеральный состав, структура и метаморфическая зональность свидетельствуют о наличии процессов перекристаллизации и метаморфизма при образовании этих пород. Тесная пространственная связь пироксенитов с гипербазитами альпинотипного облика дает основание предполагать наличие динамотермального метаморфизма перидотитов в области перехода их к лежащим ниже амфиболитовым сланцам.

На возможность этого процесса указывают также обломки очень необычных пород, поднятых в ассоциации с перидотитами и пироксенитами. Речь идет о большой группе обломков светло-серых пород с явно выраженной такситовой текстурой. Эти породы сложены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом и биотитом. Указанные минералы слагают короткие полоски и гнезда. По минеральному составу выделяются: пироксен-амфибол-плагиоклазовые, пироксен-амфибол-плагиоклазовые с оливином и биотитом, плагиоклазовые метаморфиты. Наиболее часто встречаемые разновидности имеют следующий минеральный состав: диопсид-авгит (40%), роговая обманка (25–30%), олигоклаз (15%), оливин (10%), гиперстен (5%), рудный минерал (2%), биотит (1%), апатит (1%). Оливин выделяется в виде мелкозернистого (0,1–0,3 мм) гранобластового агрегата и единичных идиоморфных порфиробласт, располагающихся между участками, сложенными преимущественно пироксенам и плагиоклазом.

Совместно с указанными метаморфитами и перидотитами поднято несколько обломков хлорит-актинолит-пренитовой породы с флогопитом (до 5%), горнблендитов (роговая обманка — 85%; рудный минерал — 10%; апатит — 2%) и карбонатной породы, сложенной идиоморфными, радиально-лучистыми зернами кальцита размером 0,05–0,3 мм.

Большая группа обломков представлена метаморфическими сланцами, которые были подняты с глубины 5200–5400 м (ст. 2173). Подробное петрографическое описание этих пород приведено в работе [Кашинцев, Жданов, 1981]. Изучение сланцев показало, что они имеют варьирующий количественный минеральный состав, однако набор породообразующих минералов довольно прост — это актинолит, плагиоклаз, хлорит, кварц и гематит. Среди второстепенных минеральных видов присутствуют пирротин, мусковит, эпидот и пренит. Акцессории представлены апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, лейкоксеном и муассанитом (SiC). В протолочке встречены единичные зерна оливина, авгита, пирита, ильменита, мартита и молибденита.

Наблюдаются отчетливая сланцеватость, в некоторых участках слоистость, обусловленная чередованием маломощных светлых существенно плагиоклазовых слоев с темно-зелеными актинолитовыми. Характерной чертой сланцев является повсеместная ориентировка минералов по слоистости и наличие микроскладчатости и плойчатости в породе.

Изучение состава минералов сланцев, сопоставление их валового химического состава с базальтами и габброидами из зоны разлома Элтанин (табл. 10.3) показало, что эти сланцы образовались в условиях, переходных от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой стадии при метаморфизме базальтов [Кашинцев, Жданов, 1981]. Интенсивное рассланцевание пород, элементы микроскладчатости и плойчатости могут указывать на наличие

Таблица 10.3

Химический состав магматических пород зоны разломов Элтанин (мас.%)

Окислы	Базальты					Долериты	
	2175/1 *	2175/2	2179/1	2179/2	2179/3**	2174/1	2174/2
SiO_2	48,80	49,10	49,40	49,40	48,15	49,40	49,20
TiO_2	1,40	1,17	1,15	1,40	1,35	1,05	0,92
Al_2O_3	17,80	16,30	16,10	17,50	16,60	16,20	15,30
FeO′	9,18	10,40	10,50	9,00	9,31	7,93	9,55
MnO	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16	0,14
MgO	5,93	7,53	7,09	6,50	7,10	8,13	9,05
CaO	12,10	12,20	11,90	11,84	11,70	11,57	11,40
Na_2O	2,55	2,00	2,39	2,50	2,61	2,12	2,75
K_2O	0,14	0,12	0,11	0,14	0,15	0,04	0,03
P_2O_5	0,22	—	—	0,19	0,22	0,14	—
H_2O	0,70	1,19	1,08	0,73	1,25	1,68	1,55
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,99	100,16	99,87	99,37	100,59	98,42	99,79
FeO′/MgO	1,55	1,38	1,48	1,40	1,31	0,97	1,05

* Номера образцов.

** Анализ выполнен в ИГЕМ, аналитик Л.П. Некрасова. Остальные анализы выполнены в ЦНИГРИ; аналитик Н.В. Агапова.

Таблица 10.4

Средний состав магматических и метаморфических пород разломов Атлантис и Элтанин (мас.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,97	49,37	47,15	49,10	45,75	46,19	49,10
TiO_2	1,29	1,48	0,37	0,49	0,02	0,04	1,82
Al_2O_3	16,86	15,76	15,15	14,67	1,20	1,77	14,21
FeO	9,68	10,06	9,24	7,33	9,45	8,92	11,88
MnO	0,16	0,17	0,23	0,14	0,14	0,11	0,26
MgO	6,83	8,17	10,05	10,93	41,62	41,93	8,61
CaO	11,95	10,84	12,58	11,27	1,56	0,85	11,07
Na_2O	2,31	2,72	2,20	2,56	0,15	0,20	1,29
K_2O	0,13	0,18	0,07	0,14	0,04	0,02	0,04
P_2O_5	0,21	0,12	0,05	0,02	0,07	0,02	0,21
H_2O	0,99	1,33	2,40	2,40	—	—	1,21
Сумма	99,38	100,20	99,49	99,15	100,00	100,00	100,20

Примечание. Базальты: 1 — разлом Элтанин, 5 анализов; 2 — разлом Атлантис, 11 анализов. Габбро: 3 — разлом Элтанин, 2 анализа; 4 — разлом Атлантис, 7 анализов. Перидотиты: 5 — разлом Элтанин, 4 анализа; 6 — разлом Атлантис, 9 анализов. Амфиболовый сланец: 7 — разлом Элтанин, 7 анализов.

процессов сжатия и значительного локального повышения давления в зоне их формирования; возможность таких условий подтверждается также минеральным парагенезисом (гематит, мусковит). Такого рода высокие давления могли возникнуть на месте контакта двух взаимодействующих плит, в частности при надвиговом характере такого рода взаимодействия. Механизмом надвига можно объяснить присутствие метаморфизованных

Долериты	Габбро	Пироксенит	Перидотиты			
2172/1	2172/2	2177/6	2177/1	2177/2	2177а	2177б
46,70	47,60	52,20	40,20	39,60	40,20	40,00
0,32	0,42	0,95	0,02	0,02	0,02	0,02
14,90	15,40	1,05	1,00	0,82	1,00	1,40
10,20	8,27	14,13	7,38	9,31	7,74	8,68
0,18	0,28	0,27	0,11	0,12	0,13	0,13
10,70	9,40	23,99	36,61	37,60	36,65	34,70
12,70	12,46	2,66	0,80	0,57	1,01	2,93
2,38	2,02	0,40	0,20	0,16	0,10	0,10
0,08	0,06	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04
—	0,05	0,05	0,05	—	0,07	0,04
2,23	2,57	2,60	12,98	11,60	11,70	9,00
—	—	—	0,11	—	0,49	1,78
100,21	99,13	98,34	99,50	99,81	99,15	99,82
0,96	0,88	0,59	—	—	—	—

основных пород под перидотитами, а также микроплойчатость (складки волочения) и повышенную сланцеватость в рассматриваемых породах.

В дальнейшем блоковые перемещения по разлому и возникновение сброса большой амплитуды привело к тому, что плоскость сместителя и кровля автохтона были выведены на поверхность дна. Срыв пластины при ранее образовавшемся надвиге произошел по перидотитам, в местах контакта с которыми за счет трения и повышения температуры образовались контактовые метаморфиты ультраосновного и основного составов.

Близкие по петрографическим данным породы встречены в надвиговой структуре о-ва Ньюфаундленд [Williams, Smith, 1973], где мощность метаморфизованных пород в верхах автохтонной пластины составляет 150—180 м. Возможно, что мощность метаморфических сланцев в зоне разлома Элтанин имеет такой же порядок [Городницкий и др., 1979б].

Петрохимическое изучение пород разлома Элтанин показало (см.

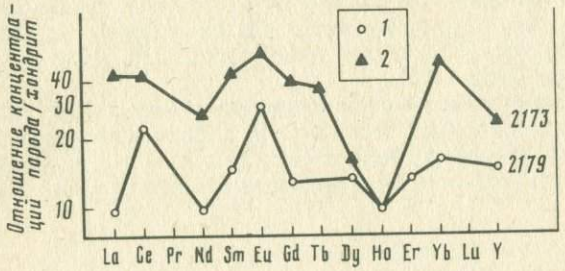


Рис. 10.4. Соотношение составов TR в породах разлома Элтанин
1 — базальты ст. 2179; *2* — амфиболитовые сланцы ст. 2173

Таблица 10.5

Среднее содержание редких элементов в магматических и метаморфических породах разлома Элтанин (г/т)

Элемент	1	2	3	4	5
Li	8,3	3,8	3,1	1,3	12
Rb	2,3	3,7	1,0	2,3	2,0
Ba	40	23	70	24	80
Sr	150	130	170	270	160
Ni	90	120	1700	150	130
Co	42	44	130	40	18
Cr	240	310	1700	250	43
V	220	170	43	220	42
Sc	40	32	—	—	—
Pb	3,6	9	2,3	5,2	5,4
Sn	3,1	3,0	1,8	5,3	9,0
Cu	76	72	15	110	60
Zn	95	116	71	310	74,5
Zr	100	70	—	170	—
Ga	15	18	7	20	30
B	48	6	130	7,3	13
Yb	7,0	5	2	7	9

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, г. Иркутск. 1 — базальты, 3 анализа; 2 — долериты, 2 анализа; 3 — перидотиты, 6 анализов; 4 — амфиболовые сланцы, 5 анализов; 5 — пироксен-амфибол-плагиоклазовые метаморфиты, 2 анализа.

табл. 10.3), что все они относятся к разновидностям толеитового ряда, свойственным зонам растяжения океанской коры. Базальты из стенок разломов Атлантис и Элтанин по химическому составу практически идентичны (табл. 10.4). Габброиды отличаются незначительно по содержанию в них FeO, однако, принимая во внимание пестроту составов габбрового комплекса, этому факту нельзя придавать решающего значения при сравнении составов этих пород. Наконец, перидотиты также очень близки по содержанию всех петрохимических компонентов, исключая CaO и в незначительной мере Al_2O_3. В перидотитах разлома Элтанин несколько увеличено содержание Al_2O_3 и уменьшено CaO. Это может быть связано с более глиноземистым пироксеном и, возможно, с более глубинным формированием ультраосновных пород разлома Элтанин.

Сравнение составов амфиболитовых сланцев и базальтов показывает, что первые по главным компонентам (исключая Na_2O) близки базальтам. Этот факт подтверждает предположение о том, что сланцы, скорее всего, формировались при метаморфизме базальтовых серий, на что указывает также распределение TR в обоих типах пород (рис. 10.4), и содержание других элементов (табл. 10.5).

В целом разрез океанской коры в зоне разломов Элтанин является уникальным по своей видимой мощности и набору ассоциирующих пород. Необходимо дальнейшее изучение этой структуры, что поможет более детально представить весь ход формирования океанской коры.

3. РАЗЛОМ АКАДЕМИКА КУРЧАТОВА (37° с.ш.)

В 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в 1975 г. на переходе между двумя геологическими станциями была обнаружена глубина около 6000 м с перепадом высот более 5 км. Недостаток времени не позволил провести здесь геологические работы, поэтому они были включены в программу 24-го рейса нис "Академик Курчатов".

Геологическое опробование разлома проведено на северном более крутом его склоне, который под углом 20–25° поднимается с глубин 6400 до глубин менее 1000 м (рис. 10.5). Обломки магматических пород получены в различных участках склона от его подножия до верхней бровки (табл. 10.6).

Геологические работы в нижней части склонов разлома показали, что дно разлома и прилегающие участки склонов покрыты осадками. На ст. 2192 (глубина 6080 м) на южном борту в отмывке из осадка встречены несколько мелких (1–3 мм) зерен различных пород. Они представлены базальтами с витрофировой и гиалопилитовой структурами основной массы, мелко- и среднезернистыми долеритами (возможно, относящимися к дайковому комплексу), обломками вкрапленников плагиоклаза с каемками зеленовато-бурого стекла. Среди долеритов отмечаются мелкозернистые разновидности с явными следами зеленокаменного перерождения. Изменение выражается в альбитизации, окварцевании, тремолитизации и хлоритизации пород. Среди поднятого материала встречены также единичные обломки кварцитов, состоящих из мелких (0,05 мм) изометричных, мозаично-угасающих зерен кварца. Эти образования по аналогии с ранее встречаемыми в других участках океанов можно отнести к вторичным гидротермальным прожилкам в зеленокаменно-измененных долеритах или к кремнистым прослоям в осадках.

Выше по разрезу (ст. 2194, глубина 5660 м) наряду с осадками со склона поднято около 100 г угловатых и слабоокатанных обломков окисленных базальтов с железомарганцевой корочкой на поверхности образцов. Базальты афировые с зачаточно-вариолитовой структурой основной массы. Наряду с базальтами подняты обломки базальтовых брекчий с цеолитовым цементом и габбро-диорит. Последний состоит из удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза размером до 3–4 мм в длину, в интерстициях между которыми располагаются изометричные зерна авгита. Порода разбита серией микротрещин, по которым выделяется мелкочешуйчатый агрегат иддингсита, рудный минерал наблюдается в ассоциации с пироксеном, образуя изометричные зерна до 0,5 мм в поперечнике.

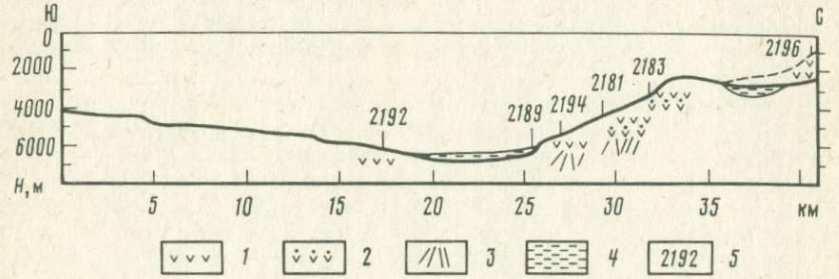


Рис. 10.5. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Академика Курчатова (галс 1)

1 — базальты; *2* — гиалокластиты; *3* — долериты; *4* — осадки; *5* — номер станции

Таблица 10.6

Краткая характеристика материала, поднятого на станциях в районе разлома Академика Курчатова

Номер станции	Координаты	Глубина м	Орудие сбора	Местоположение	Полученный материал
2196	37° 6,6′ с.ш. 122° 32,7′ з.д.	850—1150	Драга	Верхняя кромка горы на северном склона	Около 2 кг обломков базальтов, известняков, кораллы
2183	37° 4,1′ с.ш. 123° 13,5′ з.д.	3470—3550	Драга	Верхняя бровка северного склона	Около 4 кг мелкой щебенки базальтов
2181	37° 6,8′ с.ш. 123° 11′ з.д.	4500	Драга	Середина северного склона	Около 15 кг мелкой щебенки базальтов, долеритов
2194	37° 18,4′ с.ш. 122° 49′ з.д.	5660	Дночерпатель	Нижняя часть северного склона	Около 100 г мелких обломков базальтов, габбро-долеритов
2189	37° 13,5′ с.ш. 123° 3,5′ з.д.	6000	Драга	Подошва северного склона	Осадки
2192	37° 9′ с.ш. 123° 24,4′ з.д.	6080	Дночерпатель	Нижняя часть южного склона	Несколько мелких (2—5 мм) обломков базальтов, долеритов, плагиоклаза

С середины северного склона (ст. 2181, глубина 4500 м) поднято около 15 кг мелкой щебенки базальтов и гиалокластитов, покрытых железомарганцевой корочкой. Размер обломков от 5 мм до 10 см. Около 80% всего объема материала составляют округлые Fe—Mn-конкреции размером до 3 см.

Большая часть обломков представлена гиалокластитами различного состава. В одних преобладает стекло, а других — афировые базальты с гиалопилитовой структурой, в третьих — разложенное палагонитизированное стекло.

Относительно свежие гиалокластиты состоят из округлых глобуль до 2 см в поперечнике, сложенных неизменным, изотропным, серовато-коричневым стеклом с редкими лейстами плагиоклаза и микролитами пироксена. На фоне изотропного стекла ромбовидные темные пятна (0,1 мм) — это вокруг кристаллов плагиоклаза и пироксена идет окисление и раскристаллизация стекла. Свежее стекло окружено коркой палагонитизированного, почти целиком замещенного смектитом стекла, имеющего зеленовато-оранжевый цвет.

Некоторые обломки сложены слабопорфировым гиалобазальтом. Вкрапленники плагиоклаза составляют 1—3% объема породы и почти полностью

замещены цеолитом. Основная масса представлена слабоанизотропным стеклом коричневато-бурого цвета. Анизотропия обусловлена появлением в стекле метелочек из кристаллитов пироксена. Цемент обломков базальный, состоит из угловатых, оскольчатых фрагментов базальтов (0,05–0,1 мм), погруженных в глинисто-цеолитовую массу. При раскристаллизации этой массы образуются друзовидные щетки цеолитов и крупночешуйчатый агрегат гидрослюды.

Среди базальтов встречаются порфировые и афировые разновидности. В порфировых базальтах вкрапленники плагиоклаза (около 20% объема породы) образуют широкотаблитчатые и удлиненно-призматические кристаллы и лейсты от 0,1 до 2 см в длину, в некоторых вкрапленниках отмечаются включения стекла и зональное строение. По составу плагиоклаз отвечает лабрадору (An_{62}). Основная масса — черно-бурое, слабоанизотропное стекло, состоящее из пучковидных кристаллитов пироксена, насыщенных магнетитовой пылью. Афировые базальты отличаются отсутствием вкрапленников плагиоклаза и наличием вариолитовых структур в основной массе породы.

Несколько обломков представлены мелко- и среднезернистыми долеритами. Долериты состоят из плагиоклаза (50%), клинопироксена (40%), рудного минерала (5%) и стекла (5%). Плагиоклаз образует удлиненно-призматические лейсты (0,1–0,4 мм), по составу колеблется в различных обломках от андезина (An_{42}) до лабрадора (An_{52}). В некоторых обломках плагиоклаз почти полностью замещается цеолитом. В интерстициях между лейстами видны округлые зерна авгита и желтовато-бурое слабораскристаллизованное стекло, замещенное криптокристаллическим агрегатом иддингсита. Рудный минерал кристаллизуется в виде идиоморфных или неправильной формы зерен размером в среднем 0,1 мм.

Среди каменного материала на ст. 2181 встречен один обломок тектонической брекчии, состоящей из округлой формы комочков тектонической глинки. Комочки инкрустированы цеолитом, среди почти изотропной землистой массы цемента отмечаются обломки изометричной формы, сложенные в подавляющем большинстве эпидот-кварцевой породой или эпидозитом.

У верхней бровки северного склона (ст. 2183, глубина 3550 м) драгой поднято около 4 кг мелкой щебенки и слабоокатанных обломков размером 1–2 см в поперечнике. Среди обломков отмечаются гиалокластиты и базальтовые брекчии. Гиалокластит состоит из угловатых обломочков раскристаллизованного с образованием крипточешуйчатого агрегата смектита, палагонитизированного стекла в базальном цеолитовом цементе. Базальтовая брекчия сложена угловатыми обломками базальта размером 5 × 10 мм и вулканическим стеклом, замещенным смектитом. Цементом породы служат мелкие (0,05–0,1 мм) угловатые фрагменты тех же пород в криптокристаллическом фосфатно-цеолитовом агрегате.

В верхней части склона горы на северном гребне разлома (ст. 2196, глубина 850–1150 м) получено около 2 кг обломков различных пород; базальтов, базальтовых брекчий и известняков. Совместно с ними подняты отмершие кораллы и раковины. Базальты серовато-рыжеватого цвета, в незначительной мере выветрелые, состоят из вкрапленников оливина, плагиоклаза и основной массы. Последняя имеет гиалопилитовую структуру, обусловленную изотропным желтовато-бурым стеклом, микролитами плагиоклаза и пучковидными выделениями кристаллитов пироксена, насыщенных рудной пылью. Часть обломков сложена базальтовыми брекчиями с органогенно-фосфатным цементом. В брекчиях обломки слабоокатанной формы до 10 мм в поперечнике представлены базальтами с раз-

Таблица 10.7

Состав базальтов из разлома Академика Курчатова

Окисел	Содержание, мас.%	Окисел	Содержание, мас.%	Элемент	Содержание, г/т	Элемент	Содержание, г/т
SiO_2*	49,0	CaO	9,58	Li**	4,6	Co	55
TiO_2	3,10	Na_2O	2,68	Rb	5,0	Cr	60
Al_2O_3	13,0	K_2O	0,50	Ba	130	V	360
FeO	12,6	P_2O_5	0,31	Sr	180	Ga	20
MnO	0,21	H_2O	1,17	Ni	42	Yb	9
MgO	6,02						

* Анализ выполнен в ЦНИГРИ, аналитик Н.В. Агапова.
** Анализ выполнен в ИМГРЭ, аналитик Г.И. Гущина.

личной структурой основной массы. Цемент состоит из мелко перетертого материала тех же эффузивов в карбонатном фораминиферовом цементе, частично замещенном железомарганцевым материалом и фосфатным веществом. Органогенные известняки состоят из обломков раковин и фораминифер, инкрустированных или полностью замещенных криптокристаллическим агрегатом фосфата. Фосфатизация захватывает от 20 до 60% объема породы.

Петрохимические данные по базальтам разлома Академика Курчатова очень скудные. Состав этих пород (табл. 10.7) определен лишь по одному образцу (ст. 2181), так как большая часть обломков слишком мала или сильно изменена. По содержанию главных петрохимических компонентов порода может быть отнесена к субщелочному ферробазальту. Об этом свидетельствуют повышенные содержания TiO_2 (3,1%), FeO′ (12,6%) и сумма щелочей (3,18%). Такого рода базальты с несколько меньшим содержанием TiO_2 встречаются севернее на ВТП, в районе разлома Сикейрос и в бортах впадины Хесса. Концентрация в исследованном базальте редких литофильных элементов и элементов группы железа устанавливает идентичность его состава с базальтами ВТП и впадины Хесса.

Наблюдаемая в северном борту разлома Академика Курчатова значительная амплитуда смещения северного блока и отсутствие при этом глубинных пород габброидного и ультраосновного состава в нижних частях разреза могут свидетельствовать о довольно активном, возможно, длительном магматизме, следствием которого явилось формирование мощной толщи эффузивных пород и гиалокластики, что в свою очередь обусловило утолщение второго слоя океанской коры.

Вулканическая толща сложена долеритами (дайковый комплекс) в низах разреза и базальтами в верхней его части. Мощность этих комплексов может быть оценена приблизительно по углу наклона борта разлома. Для базальтов эта мощность может составить примерно 2,0 км, для долеритов — 1,5 км, т. е. суммарная мощность разреза составляет около 3,5 км. Со значительной мощностью дайкового комплекса возможно связаны процессы метаморфизма в его нижней части, выраженные в зеленокаменном перерождении долеритов, их окварцевании и эпидотизации.

Длительный характер магматизма обусловил дифференциацию толеитовой магмы с появлением ферробазальтов. Не исключено, что они имеют первичный состав и связаны с более глубинными выплавками магмы.

4. РАЗЛОМ МЕРРЕЙ

Работы по изучению зоны разлома проводились на полигоне IV 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". В пределах этого полигона зона морфологически выражается в виде асимметричного сечения троговой долины, южный борт которой значительно выше и круче северного. Перепад глубин составляет здесь почти 1500 м, глубина дна трога 6450 м (см. гл. 2). Разноглубинное драгирование проводилось на южном более высоком борту трога на интервалах глубин 5250–5100, 5600–5300 и 6000–5600 м (ст. 1928, 1927, 1926). Общая мощность опробованного разреза 900 м. В этом разрезе были выявлены толеитовые базальты, долериты и габбро.

Базальты были получены при драгировании всех трех интервалов. Среди них выделены афировые, порфировые и крупнопорфировые разности. В крупнопорфировых базальтах отчетливо выделяются два поколения вкрапленников плагиоклаза. Первое поколение отличается крупными размерами (до 5 мм) и широкотаблитчатой формой зерен. Их центральные части (около 70–80% площади) не зональны по составу An_{70-80}, имеют округлые очертания и могут рассматриваться как кумулятивные кристаллы. Более кислые по составу (An_{50-60}) периферические зоны нарастают на них по резкой резорбированной границе. Второе поколение вкрапленников отличается узкой лейстовидной формой зерен величиной до 1–1,5 мм. Помимо плагиоклаза, во вкрапленниках присутствует оливин, полностью замещенный хлоритом. Основная масса интерсертально-офитовая или микродолеритовая состоит из пироксена, плагиоклаза и вулканического стекла, замещенного хлоритом и смектитом. В отдельных зернах встречается хромшпинелид.

Порфировые базальты отличаются отсутствием широкотаблитчатых кумулятивных вкрапленников. Афировые разности по вещественному составу близки к мезостазису описанных выше пород и отличаются от них наличием зародышево-вариолитовых структур.

Долериты встречены на всех станциях драгирования. Так же как и в базальтах, в породах выделены крупнопорфировые, порфировые и афировые разности. Количество вкрапленников может достигать до 40% объема породы. По минеральному составу долериты близки своим эффузивным аналогам — базальтам. Основная масса породы долеритовая или пойкилоофитовая состоит из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена (авгита), более редкого оливина. Присутствует магнетит и хромшпинелид иногда в значительных количествах. Вторичные изменения в долеритах проявлены неравномерно. Наряду с почти свежими встречены породы с присутствием вторичного актинолита, хлорита, цеолитов. Эти минералы развиты вдоль трещин и зон дробления в породах, т. е. связаны скорее всего с воздействием постмагматических гидротермальных растворов.

Габброиды и габбро-долериты встречены на ст. 1926 и 1927. Габбро-долериты являются переходными породами от крупнопорфировых долеритов к габбро. Основной их особенностью является неоднородное строение, обусловленное присутствием в долерите участков полнокристаллического габбро, сложенного крупными кумулятивными кристаллами плагиоклаза и клинопироксена. Среди полнокристаллических габброидов подняты габбро-нориты, габбро и роговообманковые габбро. По структурным соотношениям минералов в породе устанавливаются более раннее образование кумулятивных кристаллов плагиоклаза, их резорбция и последующая кристаллизация более кислого плагиоклаза и цветных: сначала орто-, а затем клинопироксенов. Густо-зеленая роговая обманка реакционно замещает клинопироксен и в свою очередь пятнис-

Таблица 10.8

Химический состав базальта из разлома Меррей

Окисел	Содержание, мас. %	Окисел	Содержание, мас. %	Элемент	Содержание, г/т
SiO_2	46,76	MgO	11,75	Cr	500
TiO_2	0,96	CaO	11,83	Ni	245
Al_2O_3	15,77	Na_2O	1,47	Sr	30
Fe_2O_3	3,67	K_2O	0,18	Rb	< 10
FeO	5,77	H_2O	1,50	Ba	< 14
MnO	0,18	P_2O_5	0,15	Zr	< 15

то замещается постмагматическим актинолитом, что в конечном счете приводит к образованию уралитового агрегата. Породы катаклазированы, местами интенсивно зеленокаменно изменены. Среди вторичных широко развит актинолит, хлорит, альбит, эпидот.

Имеющийся один химический анализ долерита (табл. 10.8) из разлома Меррей характеризует его как типичный океанический толеит с низким содержанием K_2O, Sr, Ba, Pb, Zr, P. Порода по значению отношения $FeO'/MgO = 0,8$ наиболее близка к примитивному недифференцированному толеиту. Отмечается повышенное (500 г/т) содержание хрома, очевидно, связанное с некоторым обогащением породы хромитом.

В целом в зоне разлома Меррей изучены те комплексы пород океанской коры, что и в других разрезах океана, хотя смена различных типов пород не отличается той четкой последовательностью, которая имеется в разломах Императорском, Элтанин и впадине Хесса. Возможно, они находятся в тектонически нарушенном залегании. Породы эффузивного и гипабиссального (дайковых) комплексов, характеризующие состав второго слоя коры, отличаются значительной порфировостью. Наличие афировых, порфировых и крупнопорфировых (кумулятивных) типов базальтов и долеритов свидетельствует о многофазности внедрения и изменения базальтовых расплавов, фракционирующих в малоглубинном очаге. Этот вывод подтверждается и наличием среди пород разлома Меррей габбро-долеритов, являющихся переходными к полнокристаллическому типу.

5. ИМПЕРАТОРСКИЙ РАЗЛОМ

Данные о породах разлома были впервые получены в 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". На полигоне в южной части разлома наряду с детальными морфоструктурными и геофизическими исследованиями в наиболее глубоко врезанном участке разломного трога было проведено разноглубинное драгирование.

Последовательный разрез океанской коры был охарактеризован драгировками в пределах юго-западного борта на интервалах глубин 5000—4750, 6000—5500 и 7200—6800 м (ст. 1911, 1909 и 1907). Общая мощность разреза 2500 м (рис. 10.6). Поднятые со дна породы представлены толеитовыми базальтами, их гиалокластитами, долеритами и габброидами.

Базальты встречены в верхней части разреза (ст. 1905, 1911). Они получены в виде обломков и мелких глыб (15—20 см), представляющих фрагменты мелкошаровых пиллоу-лав. Породы афировые или редкопорфировые. В последних присутствуют единичные мелкие (0,2—0,5 мм) фенокрис-

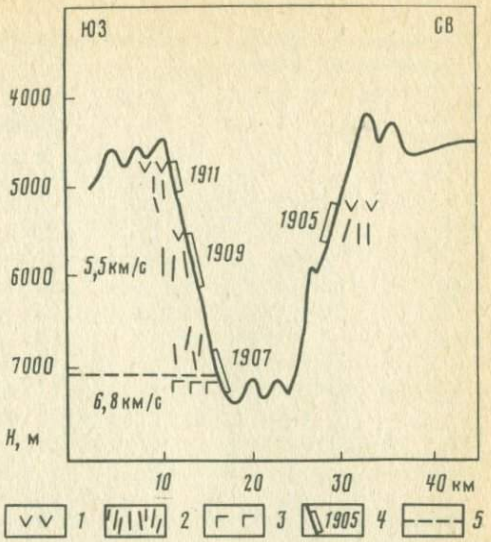


Рис. 10.6. Поперечный профиль и места опробования в районе Императорского разлома

1 — базальты; *2* — долериты; *3* — габбро; *4* — интервал опробования и номер станции; *5* — граница второго и третьего слоев

таллы основного лабрадора (An_{70}). Мезостазис базальтов характеризуется зародышево-вариолитовой, микроинтерсертальной, микродолеритовой или пойкилоофитовой структурами. Он состоит из основного плагиоклаза, клинопироксена, вулканического стекла и рудной пыли.

Долериты встречаются на всех станциях, но наибольшее их количество поднято с нижней части склона (ст. 1907) в виде крупных (30—40 см) глыб, выколотых по отдельности в виде грубых параллелепипедов. Долериты серые, с поверхности охряно-желтые, чаще всего мелко-среднезернистые. Они сложены лейстовидными зернами зонального плагиоклаза (зональность от An_{70} в центре и до An_{55} в периферии), ксеноморфными зернами, метельчатыми агрегатами и пойкилокристами моноклинного пироксена (диопсид-авгита). Пироксен иногда затронут уралитизацией. Оливин относительно редок и всегда целиком замещен вторичным иддингситом.

Габброиды (ст. 1907) представлены габбро-норитами, нормальными и роговообманковыми разностями. Их характерной структурной особенностью является такситовость, выраженная в чередовании участков с крупнокристаллической габбровой структурой и участков, имеющих крупнозернистую габбро-офитовую и даже среднезернистую долеритовую структуру. Такие структурные соотношения в породах характеризуют границу второго и третьего слоев океанской коры [Рудник и др., 1982]. Габброиды состоят из плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена, оливина и роговой обманки. Состав плагиоклаза меняется от битовнита (An_{89}) в ядрах крупных кумулятивных кристаллов до лабрадора (An_{55}) в периферических зонах зерен. Плагиоклаз частично соссюритизирован. Оливин и ромбический пироксен полностью замещены вторичными минералами: тальком, серпентином, иддингситом. Клинопироксен (диопсид-авгит) сохранился в виде реликтов внутри заместившей его зеленой роговой обманки. С этой последней, очевидно образующейся в конечную стадию магматического процесса связано обильное выделение титаномагнетита, местами создающего сидеронитовую структуру. В нескольких шлифах габбро со ст. 1907 были встречены гранофировые участки. В них основной плагиоклаз корродирован и замещен графическим агрегатом олигоклаза и кварца в срастании с роговой обманкой. Гранофировые участки содержат значительное количество акцессорных минералов: апатита, сфена, циркона и магнетита. Обилие и крупные размеры акцессориев, коррозия графическими срастаниями минералов более раннего основного плагиоклаза свидетельствуют о том, что в конечную стадию формирования габбро имели место условия, близкие к пегматоидным.

Таблица 10.9

Химический состав пород океанской коры (мас.%) по различным образцам

Окисел, элемент	1905/8 *	1907/1	1907/3	1907/3а	1907/4	1907/6	1907/7	1907/11
SiO_2	47,47	49,62	46,21	46,71	47,96	47,83	51,13	47,41
TiO_2	1,94	1,55	1,33	1,60	1,52	1,13	0,70	1,81
Al_2O_3	16,11	13,70	15,77	17,26	16,75	13,87	15,72	13,73
Fe_2O_3	11,20	7,38	7,71	11,48	8,08	7,75	4,84	11,13
FeO	3,94	6,51	5,24	3,15	5,13	4,94	4,31	5,01
MnO	0,29	0,24	0,24	0,22	0,26	0,19	0,18	0,21
MgO	5,43	6,71	6,08	4,66	5,43	9,29	8,00	6,79
CaO	5,95	9,26	7,07	7,63	7,49	10,50	6,26	7,21
Na_2O	3,34	2,30	3,81	2,57	3,49	2,57	3,96	3,49
K_2O	1,04	0,37	0,67	0,61	0,61	0,49	1,22	0,61
H_2O^+	2,23	1,77	2,58	2,19	2,50	1,53	3,87	1,90
H_2O^-	1,32	0,36	0,57	1,35	0,64	0,41	0,82	0,61
P_2O_5	0,14	0,16	0,15	0,17	0,16	0,07	0,05	0,14
Сумма	100,40	99,92	100,06	99,60	100,02	100,57	100,06	100,05
Cr	95	64	70	165	60	280	235	87
Ni	50	59	64	71	62	89	90	61
FeO′/MgO	2,6	1,96	2,0	2,9	2,3	1,3	1,01	2,2
Sr	129	82	83	91	114	48	165	81
Rb	<10	<10	<10	<10	13	<10	24	<10
Ba	19	43	35	20	48	18	48	30
Zr	75	50	23	22	69	<15	—	45

* Номера образцов.

Эффузивные, гипабиссальные и субглубинные породы Императорского разлома по химическому составу (табл. 10.9) относятся к океанским толеитам. Они характеризуются низкими содержаниями K_2O, Sr, Ba, Rb, Zr, P, низкими значениями отношения Sr/Ba (2,4–4,6). Показательно также типичное для океанских толеитов распределение редких земель с низкими содержаниями лантаноидов и отношением [La]/[Sm] $\leqslant 1$. Значительные колебания величины отношения FeO′/MgO (от 1,1 до 2,9) отражают существенную дифференцированность пород Императорского разлома, петрографически проявляющуюся появлением в конце кристаллизации кислого-пегматоидного остатка. Накопление железа коррелирует с увеличением содержания Ti и Zr.

Изученный в Императорском разломе разрез как по сейсмическим данным (см. гл. 7), так и по составу слагающих его пород соответствует последовательным ненарушенным разрезам океанской коры, изученным в других районах океана. Так, пиллоу-лавы и их вулканокласты, встреченные преимущественно на глубинах 6100–4750 м, слагают верхнюю часть второго слоя со скоростями продольных волн 5,5 км/с. Долериты отвечают нижней части второго слоя, мощностью около 1000 м. Скорее всего они образуют здесь дайковый комплекс, подобный известным во многих офиолитовых разрезах. Косвенным доказательством дайковой формы долеритовых тел является грубая параллелепипедальная отдельность, наблюдаемая в поднятых глыбах пород. Смена долеритов габброидами характеризует переход к третьему слою коры. На сейсмическом разрезе (см. гл. 7) он выражается появлением более высокоскоростного (6,7 км/с) слоя, имеющего здесь мощность около 3 км.

6. ГАЛАПАГОССКИЙ РИФТ

В трех рейсах (нис. "Дмитрий Менделеев" в 1973 и 1975 гг. и нис "Академик Курчатов" в 1977 г.) были детально изучены склоны рифтовой долины в районе впадины Хесса, расположенной восточнее гребня ВТП [Рудник, 1976; Непрочнов, Кашинцев, 1978].

Впадина Хесса, расположенная в западной части Галапагосского рифта, представляет собой одно из наиболее интересных мест в океане, где в стенках рифтовой долины сохранился последовательно стратифицированный разрез второго и частично третьего слоя океанской коры. Особенностью разреза является последовательная смена снизу вверх габброидов дайковым комплексом и шаровыми лавами. Такой большой набор магматических пород, как во впадине Хесса, с точной привязкой их по вертикали, не только определяет интерес к ним с точки зрения изучения процессов формирования коры, но также привлекает тем, что здесь можно на представительном материале познать процессы дифференциации базальтовой магмы и формирования основных слоев океанской коры.

Изучение Галапагосского рифта зарубежными исследователями проводилось главным образом к западу и востоку от одноименных островов, между 82 и 95° з. д. [Anderson et al., 1975; Schilling et al., 1976; Byerly et al., 1976; Byerley, 1980]. В работах отмечалось, что широкий диапазон составов пород в пределах рифта от пикритов до риодацитов связан с дифференциацией толеитовой магмы, образованной в процессе действия "горячей точки" или "мантийной струи". Непосредственно в центральной части рифта выделена обширная и протяженная (1000 × 300 км) зона повышенной магнитной активности, с которой связаны выходы ферробазальтов и их дифференциатов (ферроандезитов). Знакомство с петрохимией этих базальтов показывает, что несмотря на высокое содержание FeO' (12%) и TiO_2 (2,5%) эти породы имеют очень низкие концентрации литофильных элементов, например K_2O – 0,05–0,08%.

В связи с этим крайний интерес представляло изучение состава пород в западной части рифта, вблизи точки его постоянного раскрытия. Магматические породы впадины Хесса можно подразделить на четыре большие группы, отдельные разновидности которых пространственно тесно связаны между собой. К этим группам следует отнести троктолиты и связанные с ними оливиниты и плагиоклазиты, различные габброиды, долериты и базальты.

Плагиоклазовые оливиниты состоят на 85% из серпентинизированных, относительно идиоморфных зерен оливина размером до 3–5 мм. Интерстиции между зернами оливина выполнены почти полностью соссюритизированным плагиоклазом, вокруг оливиновых выделений наблюдается каемка ортопироксена. Плагиоклазовые оливиниты, скорее всего, являются меланократовыми прослоями в троктолитах, имеющих полосчато-такситовое строение, обусловленное чередованием линз и полос, обогащенных оливином и мономинеральными прослоями плагиоклазита. Троктолиты отличаются от оливинитов лишь количественным соотношением минералов (оливин – 40%, плагиоклаз – 60%). Их форма и характер вторичных изменений аналогичны таковым в оливинитах.

Второй, довольно распространенной группой пород являются габброиды, среди которых встречаются многочисленные минеральные виды, в частности оливиновые габбро-нориты и габбро-нориты, оливиновые и обычные габбро. Все эти породы довольно близки по своей структуре и отличаются соотношением породообразующих минералов и характером вторичных изменений. Внутри каждого типа пород наблюдаются широкие вариации

в составе слагающих породы минералов. Так, оливиновые габбро-нориты состоят из оливина (5–30%), ортопироксена (5–15%), клинопироксена (10–45%) и плагиоклаза (35–75%). Оливин по форме выделения такой же, как и в троктолитах, однако замещается не серпентином, а иддингситом и тальком. Оба пироксена выполняют интерстиции между удлиненно-призматическими и широкотаблитчатыми зернами плагиоклаза; ортопироксен, помимо этого, образует каемки вокруг оливиновых зерен.

В оливиновых габбро и частично габбро-норитах клинопироксен довольно часто образует крупные до 3–5 мм ксеноморфные или короткопризматические зерна с неровными краями и многочисленными включениями мелких плагиоклазов, образуя пойкилитовые структуры. Плагиоклаз в габброидах широко варьирует по форме и размеру кристаллов. Чаще всего он выделяется в виде таблитчатых или удлиненно-призматических зерен размером до 1,5–2,0 мм, интерстиции между которыми выполнены более мелкими (0,5 мм) ксеноморфными образованиями. В отдельных образцах наблюдается определенная субпараллельная ориентировка плагиоклаза, подчеркивающая течение магмы. Характерной чертой этого минерала является наличие в крупных индивидах мозаичного и волнистого угасания, указывающего на определенную деформацию пород. Отдельные типы габбро содержат до 2–3% рудного компонента, в то время как оливиновые разности практически лишены этого минерала.

Габброиды, как и троктолиты, подвержены процессам вторичных изменений, среди которых наиболее широко развиты соссюритизация и пренитизация. Пренит в виде мелколистоватого агрегата развивается по катаклазированной (но не рассланцованной), превращенной в мелкообломочный мезостазис, массе пород, частично захватывая и недеформированные зерна плагиоклаза. Пренитизация является следствием гидротермального воздействия поздних порций базальтового расплава на деформированные вмещающие породы. Этот процесс хорошо выражен на контакте базальтов с габброидами. Кроме того, в некоторых образцах наблюдается развитие актинолита по пироксену и цоизита по плагиоклазу. В отдельных случаях последний образует мономинеральные прожилки и маломощные зоны в ассоциации с пренитом.

Долериты широко варьируют по соотношению породообразующих минералов и структурам. Преимущественно выделяются две группы пород: 1) афировые ферродолериты с микродолеритовой структурой основной массы и значительным, до 10–15% объема породы, содержанием рудного минерала; 2) порфировые, оливиновые, оливин-плагиоклазовые разности с крупными вкрапленниками идиоморфного оливина и плагиоклаза до 3–5 мм в поперечнике, составляющие иногда 20% объема породы. Структура этих долеритов изменяется от средне- до крупнозернистой. В переходных к габброидам габбро-долеритах, как правило, появляется ортопироксен.

Базальты по геологическому положению подразделяются на два типа. "Верхние" слагают борта впадины, а "нижние" развиты на ее дне. Они отличаются характером вторичных изменений и составом. Первые — это преимущественно афировые или мелкопорфировые пироксен-плагиоклазовые разности с незначительной примесью замещенного иддингситом оливина во вкрапленниках. Структура этих базальтов чаще микродолеритовая или пилотаситовая. Вторые — совершенно свежие, порфировые, оливин-плагиоклазовые базальты, с гиалопилитовой или микролитовой структурой основной массы, не затронутой вторичными процессами.

Химический состав породообразующих минералов магматических пород впадины Хесса приведен в работе [Кашинцев и др., 1980]. Изучение состава оливинов, орто- и клинопироксенов, плагиоклазов из эффузивных

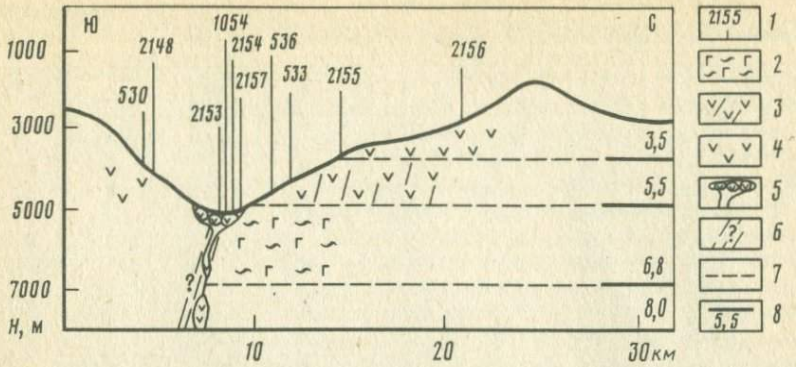


Рис. 10.7. Геолого-геофизический разрез впадины Хесса (построен по батиметрическим данным А.В. Живаго, линия разреза вблизи галса 3)

1 — номер станции; *2* — габбро, троктолиты и перидотиты (расслоенный комплекс); *3* — базальт-долеритовый (дайковый) комплекс; *4* — оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты стенок рифта; *5* — оливин-плагиоклазовые базальты дна рифта; *6* — предполагаемые тектонические нарушения; *7* — условные геологические границы; *8* — сейсмические границы и соответствующие им скорости, км/с

и глубинных пород показало, что все их выделенные разновидности формируются из единого очага и представляют собой взаимосвязанные в пространстве и времени комагматы, т. е. разрыва во времени между формированием второго и третьего слоев океанской коры в данном районе не существует.

Рассмотренные выше типы пород занимают в разрезе вполне определенное место и отчетливо коррелируют с геофизическими слоями, выделенными по данным ГСЗ [Непрочнов, Кашинцев, 1978]. Базальтам отвечает слой со скоростью 3,5 км/с, долеритам — 5,5 км/с, габброидному комплексу — 6,8 км/с. Мощности этих слоев распределяются следующим образом: базальты — 500—1000 м (в зависимости от форм рельефа), долериты — 1500 м, габбро — 2500 м. Граница *M* со скоростью 8,0 км/с находится на глубине 5 км от поверхности дна (рис. 10,7).

В офиолитовых ассоциациях плагиоклазовые оливиниты и троктолиты располагаются в нижних частях габброидного комплекса, в зоне перехода от габбро к пироксенитам и кумулятивным перидотитам. В нашем случае образцы этих пород подняты с самых нижних частей склонов ущелья, практически на уровне дна, 2 км выше сейсмической границы 8,0 км/с. Мощность дунит-пироксенитового расслоенного комплекса по разным данным составляет 1—3 км, так что вполне возможно, что граница со скоростью 8,0 км/с отвечает границе перехода к перидотитам реститового генезиса, т. е. гарцбургитам.

Петрохимические данные по магматическим породам впадины Хесса (табл. 10.10) характеризуются 40 анализами поднятых здесь пород. По всем основным характеристикам они относятся к толеитовым сериям, характеризующимся низким содержанием K_2O, высоким отношением Na_2O/K_2O, соответствующими величинами TiO_2, Al_2O_3, FeO' и MgO. Несколько выделяется анализ базальта со стенок рифта. Эти базальты, скорее всего, отражают дорифтовый этап формирования океанской коры в этой зоне. Базальты отличаются от аналогичных пород рифтового этапа более высокими содержаниями TiO_2, FeO' и суммы щелочей и по своему составу близки субщелочному базальту. Формирование ферробазитов с повышенным содержанием TiO_2 и щелочей можно объяснить существо-

Таблица 10.10

Средний состав магматических пород впадины Хесса (мас. %)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,84	51,30	49,21	48,57	47,62	41,30	38,03	42,85
TiO_2	2,30	2,79	1,08	1,25	0,28	0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	13,81	14,56	15,94	15,81	17,22	23,70	7,20	8,11
FeO	11,81	10,84	8,83	9,43	5,12	3,11	7,61	8,56
MnO	0,18	0,20	0,14	0,16	0,10	0,05	0,12	0,14
MgO	6,40	6,63	9,20	8,66	12,03	11,33	32,13	36,20
CaO	10,17	11,29	11,49	9,97	13,47	13,57	3,06	3,45
Na_2O	3,35	3,00	2,26	2,71	1,35	0,70	0,13	0,15
K_2O	0,30	0,33	0,09	0,17	0,06	0,22	0,04	0,05
P_2O_5	0,24	0,17	0,11	0,22	0,05	0,05	0,04	0,05
H_2O	1,26	0,55	0,61	1,94	1,18	4,97	10,42	–
Сумма	100,14	101,66	99,13	99,32	98,60	99,13	99,06	100,00

Примечание: 1 — базальт со стенок рифта, 7 анализов; 2 — базальт ВТП по данным 54-го рейса б/с "Гломар Челленджер" [Humphris et al., 1980]; 3 — базальт со дна рифта, 8 анализов; 4 — долерит, 13 анализов; 5 — габбро, 5 анализов; 6 — троктолит, 4 анализа; 7 — перидотит, 3 анализа; 8 — то же, в пересчете на безводность. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, аналитики Н.Г. Лукашенко, Н.В. Агапова.

Таблица 10.11

Средний состав редких элементов в магматических породах впадины Хесса (г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Rb	3,2	2	2,2	1,7	0,6	0,4	0,8
Li	6,7	–	5,4	6,0	5,8	17	3,7
Ba	48	–	26	15	20	24	24
Sr	140	127	80	85	75	126	30
Zr	155	138	68	62	32	20	20
Ni	39	68	166	225	160	350	1350
Co	41	–	48	54	37	36	130
Cr	84	–	300	422	618	970	1500
V	327	–	183	165	102	11	13
Cu	71	–	56	135	106	57	93
Zn	146	–	98	101	54	25	74
Y	58	43	34	10	5,5	6,8	4,7
Yb	9,6	–	5,9	1,5	1,0	1,1	0,5

Примечание. 1 — базальт со стенок впадины, 3 анализа; 2 — базальт ВТП [Humphris et al., 1980]; 3 — базальт со дна рифта, 2 анализа; 4 — долерит, 2 анализа; 5 — габбро, 4 анализа; 6 — троктолит, 2 анализа; 7 — перидотит, 2 анализа. Анализы (за исключением колонки 2) выполнены в Ин-те геохимии СО АН СССР (г. Иркутск).

ванием под точкой тройного сочленения плит длительно действующего очага дифференцированной толеитовой магмы, не свойственной рифтовым зонам [Зоненшайн и др., 1979]. Однако данные бурения на ВТП к северу от впадины Хесса [Humphris et al., 1980] показали, что в пределах поднятия вне точки тройного сочленения имеют место аналогичные базальты (см. табл. 10.10, колонка 2). Следовательно, вполне вероятно, что базальты из стенок Галапагосского рифта в районе впадины Хесса являются

продуктом магматизма, характерного в целом для экваториальных областей ВТП.

Геохимические данные по отдельным элементам (табл. 10.11) показывают большое сходство базальтов более ранних этапов формирования рифта и базальтов ВТП. Близкие значения отмечаются для Rb, Sr, Zr, Y, т. е. наиболее характерных литофильных элементов. В целом геохимические данные отражают низкий уровень содержания литофильных элементов (K, Rb, Li, Ba, Sr, TR) в породах впадины Хесса, что является характерной чертой для океанских пород, формирующихся в активных зонах расширения океанского дна. Однако выявляются четкие отличия между базальтами, драгированными со склонов впадины Хесса и ее дна. Базальты склонов наряду с высокими концентрациями FeO', TiO_2 и щелочей характеризуются также высоким содержанием Zr, Rb, Ba, Sr, т. е. всех литофильных редких элементов, а содержание Cr и Ni в них ниже, чем в базальтах дна рифта, которые по всем параметром более мафичны.

Перидотиты, троктолиты и габбро по петрохимическим данным можно отнести к полосчатому или переходному комплексу, о чем свидетельствуют высокие содержания Al_2O_3, FeO и CaO в перидотитах, которые не свойственны перидотитам низов офиолитовых компонентов, т. е. перидотитам реститового генезиса. Содержание редких литофильных элементов в интрузивных породах крайне низкое, за исключением Li и Sr в троктолитах, повышенные концентрации которых объясняются значительным объемом плагиоклаза. При этом повышенные содержания Cr, Ni, Co в перидотитах подчеркивают ранний кумулятивный генезис этих образований.

Изучение магматических пород во впадине Хесса показало, что в ее бортах вблизи точки тройного сочленения обнажаются породы второго и третьего слоев океанской коры. Это само по себе является довольно редким явлением для рифтовых зон океанов. Как показал предыдущий материал, глубинные породы, как правило, вскрываются в крупных трансформных разломах с протрузиями реститовых перидотитов и, как результат сложной тектоники, не менее сложным мозаичным блоковым строением коры. Во впадине Хесса перидотиты имеют иной состав, позволяющий отнести их к полосчатому комплексу. Наряду с этим выводом геологические и геофизические наблюдения позволяют заключить, что океанская кора в Галапагосской рифтовой зоне существенно отличается от строения коры в трансформных разломах ВТП своей более четко выраженной стратификацией.

ГЛАВА 11

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС ОСНОВНЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Глубинным разломам и их значению в структуре земной коры посвящено довольно много работ. Ведущая роль в разработке теоретических проблем разломной тектоники континентов принадлежит А.В. Пейве и другим советским геологам [Пейве, 1956; Разломы и горизонтальные движения..., 1963; Проблемы разломной тектоники, 1981; и др.]. Разломы на дне океана были выделены и закартированы по батиметрическим и геомагнитным данным; важнейший их тип — трансформные разломы имели большое значение при разработке теории тектоники литосферных плит [Менард, 1966; Wilson, 1965; Дрейф континентов, 1966; Ле Пишон и др., 1977;

Ушаков, Галушкин, 1978; Егиазаров, Литвинов, 1981]. Основные разломы океанского дна, по-видимому, уже известны и нанесены на батиметрические и тектонические карты. Тем не менее опыт экспедиционных работ за последние 10 лет показывает, что и сейчас возможны серьезные уточнения положения известных разломов и даже открытие новых крупных линейных нарушений земной коры на дне океана. Если же говорить о детальном геолого-геофизическом изучении океанских разломов, то оно по-существу еще только начинается.

Комплексные исследования, проведенные на некоторых участках глубинных разломов в различных районах Мирового океана, свидетельствуют о специфических чертах строения океанской коры и литосферы в зонах разломов и связанных с ними аномалий геофизических полей. В этой главе сделана попытка обобщения и совместной интерпретации материалов 24-го рейса нис "Академик Курчатов" и 23-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", изложенных в ряде публикаций по этим рейсам [Непрочнов, 1978а, б, 1979, 1980а, б; Непрочнов, Кашинцев, 1978; Непрочнов и др., 1979д, 1980; Городницкий и др., 1978, 1979а, б; 1980а, б; Городницкий, Сузюмов, 1980; Зоненшайн и др., 1979; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; Кашинцев, Жданов, 1981; Кашинцев и др., 1980] и в главах 2—10 настоящей монографии, а также других опубликованных данных по глубинным разломам океанского дна.

В Атлантическом океане наиболее резкие изменения геофизических полей и строения литосферы наблюдаются вкрест простирания трансформных разломов Вернадского, Вима, Кейн, Океанограф, Чарли-Гиббс, Ян-Майен в Северной Атлантике, а также для разломов Риу-Гранди, Романш, Тристан-Да-Кунья и Фолклендского в Южной Атлантике (рис. 11.1, см. вкл.).

Разлом Вернадского. На основе количественной интерпретации данных гравиметрической съемки, проведенной в 7- и 8-м рейсах нис "Академик Вернадский" и 28-м рейсе нис "Михаил Ломоносов" был выполнен расчет мощности литосферы вкрест простирания зоны разлома Вернадского [Буданов и др., 1979]. Было установлено, что над отрезком разлома, близким к рифту, отмечается минимум аномалии Буге, соответствующий утонению литосферы до 15 км.

Над центральным ущельем зоны разлома Вернадского (7°20′ с. ш.) и его северным ущельем (8°10′ с. ш.) зарегистрированы вытянутые в широтном направлении положительные аномалии магнитного поля, оси которых хорошо коррелируют с осями осредненных минимальных значений аномалии Буге [Сырский и др., 1975]. Такая корреляция соответствует представлению об утонении литосферы под осью разлома, которое может быть вызвано подъемом к поверхности разуплотненного мантийного вещества.

Оценка изменения мощности литосферы в зоне разлома Вернадского, проведенная по аномалиям силы тяжести [Городницкий, Корякин, 1981], показала, что при разности уровней аномалии Буге над северным и южным блоками около 50 мГал различие в мощности литосферы составляет примерно 20 км, что коррелирует с расчетной величиной изменения мощности литосферы, полученной В.Г. Будановым с соавторами [1979].

В зоне разлома Романш по имеющимся данным возраст литосферы для северного блока разлома на 30 млн. лет больше, чем для южного. Оценка сравнительной мощности литосферы по ее возрасту [Городницкий, 1979] показывает, что увеличение мощности литосферы под северным блоком составляет примерно 25 км.

Разлом Атлантис. Этот разлом был детально изучен на полигоне в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" [Непрочнов, 1978 б]. Как показали гео-

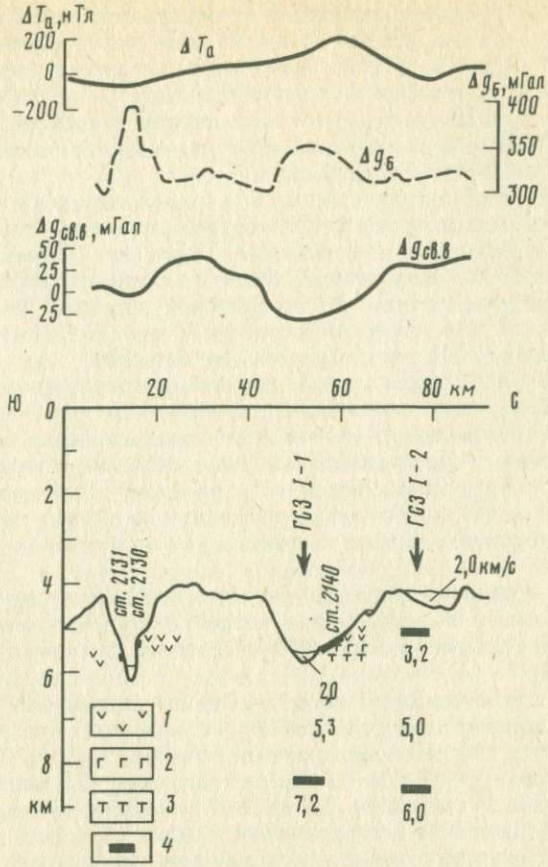


Рис. 11.2. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через разлом Атлантис

1 — базальты, в том числе щелочные; *2* — щелочные ферро-габбро; *3* — перидотиты; *4* — преломляющие границы и скорости по данным ГСЗ

морфологические исследования, зона разлома Атлантис характеризуется сложным рельефом, определяющимся наличием двух субпараллельных депрессий — северной с глубиной 5550 м и южной с глубиной 5850 м (рис. 11.2). Крутизна склонов депрессий в среднем равна 5—8°, но местами достигает 20°.

Район полигона харктеризуется относительно слабым аномальным магнитным полем. Здесь по обе стороны от разлома выявлены две зоны субмеридиональной линейной аномалии, смещенной вдоль разлома на расстояние около 30 миль. Это соответствует величине левостороннего сдвига по разлому Атлантис в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [Литвин и др., 1974]. Сопоставление выявленной аномалии с модельными магнитными аномалиями позволило идентифицировть ее как аномалию 24 и определить возраст дна (около 60 млн. лет). В соответствии с этим мощность литосферы в изучаемом районе должна составлять 58—60 км.

Вместе с тем измерения теплового потока на северном и южном блоках и в основной депрессии разлома Атлантис дали для депрессии повышенное значение (69 мВт/м^2). Оценка мощности литосферы, проведенная по величине теплового потока в предположении о кондуктивной природе теплопереноса и отсутствии источников тепла в литосфере, показала, что мощность литосферы здесь меньше, чем под северным и южным блоками разлома, и составляет не более 50 км.

Гравиметрической съемкой выявлено, что депрессиям разлома Атлантис соответствуют небольшие отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе и положительные аномалии Буге (до 340 мГал в северной депрессии и до 380 мГал в южной). Оценка изменения мощности литосферы в зоне разлома Атлантис по осредненной аномалии Буге также свидетельствует, что под северной депрессией она уменьшается примерно на 10 км по сравнению с северным и южным блоками.

По данным НСП субширотные депрессии заполнены осадками мощностью до 800 м; на их склонах осадочный покров незначителен, а местами отсутствует. На северном участке полигона выделяется серия разломов субмеридионального простирания, которые образуют последовательность приподнятых и опущенных блоков с "карманами", заполненными осадками мощностью до 400 м. Основные субширотные и более мелкие субмеридиональные структуры хорошо выражены на карте рельефа акустического фундамента.

По данным радиоуглеродного и палеомагнитного методов верхний слой осадков имеет плейстоценовый возраст. Есть многочисленные факты переотложения осадочного материала за счет его сползания со склонов в депрессии.

Глубинное сейсмическое зондирование выявило существенные различия земной коры основной депресии разлома и северного блока (см. рис. 11.2). В депрессии под слоем неуплотненных осадков обнаружены породы со скоростью сейсмических волн 5,3 км/с и мощностью 2,5 км, ниже которых расположен слой со скоростью 7,2 км/с. Таким образом глубинное строение разлома Атлантис на исследованном участке оказалось таким же аномальным, как на полигоне в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта.

Примерно за двое суток наблюдений донные сейсмографы не зарегистрировали ни одного землетрясения, что согласуется с телесейсмическими данными об отсутствии эпицентров в этом районе.

Драгирование коренных пород было затруднено наличием на многих участках склонов разлома тонкого покрова осадков. Каменный материал в виде мелких обломков пород получен тремя драгами, тяжелой трубкой и дночерпателем. Со склонов южной депресии подняты гидротермально измененные базальты. На северном склоне основной депрессии обнаружены обломки базальтов, габбро и серпентинитов. Интересно, что наряду с альпинотипными гипербазитами и толеитовыми базальтами, типичными для рифтовых зон, в разломе обнаружен щелочной комплекс ультрабазитов, габбро и базальтов.

Подводя итоги, можно сказать, что разлом Атлантис в районе полигона представляет собой сложную кулисообразную тектоническую зону. Зрелость форм рельефа, значительные скопления осадков, относительно слабое магнитное поле, отсутствие современной сейсмичности, удаленность от рифтовой зоны срединного хребта свидетельствуют о его древности. Вместе с тем целый ряд признаков — хорошая выраженность разлома в рельефе дна, многочисленные выходы базальтовых лав, повышенный тепловой поток, признаки гидротермальной деятельности, наличие оползней, ано-

мальное строение земной коры, приуроченность к центральной депрессии разлома магнитных и гравитационных аномалий указывают на сохранение его тектонической активности, которая, по-видимому, эпизодически усиливается по мере накопления напряжений вдоль разлома.

Отмеченное для описанных выше разломов утонение литосферы, видимо, может служить косвенным признаком небольших раздвиговых напряжений, перпендикулярных простиранию разлома. Для разлома Атлантис наличие таких напряжений отчасти подтверждается сложной эшелонированной системой субпараллельных депрессий. Возможно, что возникновение таких напряжений связано с периодом формирования линейных аномалий 24–25 (60–63 млн. лет), когда происходила перестройка системы раскрытия в Северной Атлантике, вызвавшая изменение направления спрединга на 10–15° [Pitman, Talwani, 1972], что привело к смещению на север активной части разлома Атлантис [Городницкий и др., 1978].

Предполагаемая слабая реактивизация трансформного разлома Атлантис, обусловленная изменением кинематики литосферных плит, не является единичной. Так, разные скорости движения Северо-Американской и Южно-Американской плит по отношению к Африканской плите, обусловленные их разной удаленностью от полюса раскрытия, вызвали аналогичную реактивизацию трансформных разломов в экваториальной части Атлантики (разлом Барракуда). В свою очередь, различные скорости движения Евразиатской и Африканской плит по отношению к Северо-Американской вызвали новые проявления тектонической активности и базальтового вулканизма в Азоро-Гибралтарской тектонической зоне [Гравитационное поле . . ., 1979].

Разлом Чарли-Гиббс. Морфология дна и величины теплового потока позволяют предполагать, что наибольшая раздвиговая составляющая проявляется также в пределах одной из крупнейших в Атлантике зоны трансформного разлома Чарли-Гиббс, протягивающейся в широтном направлении между 52 и 54° с. ш. Смещение рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта по этому разлому составляет около 350 км, что вызывает резкое изменение мощности литосферы по обе стороны от разлома (см. рис. 11.1). Результаты бурения свидетельствуют о том, что к разломной зоне приурочены глубинные интрузии. Здесь отмечены также повышенные значения теплового потока и пониженные значения аномалий Буге. Характерно, что зона Чарли-Гиббс осложнена приразломными хребтами и вулканическими поднятиями. Сложное эшелонированное строение разломов в пределах этой зоны, так же как и для разлома Атлантис, связано с перестройкой скорости и направления раскрытия Северной Атлантики в интервале геологического времени от 60 до 40 млн. лет [Ле Пишон и др., 1977].

Разлом Вима. В качестве примера трансформного разлома с раздвиговой составляющей можно привести также разлом Вима, протягивающийся вдоль 11° с. ш. и смещающий рифтовую зону Срединно-Атлантического хребта на 300 км [Van Andel et al., 1971]. К активным депрессиям зоны разлома приурочены повышенные значения теплового потока и отрицательные гравитационные аномалии [Heesen et al., 1964]. Интерпретация аномалий Буге дает возможность предположить наличие под осевой частью разлома области разуплотненного вещества, которым может явиться поднимающийся в зоне частичного растяжения к поверхности разогретый мантийный субстрат.

Анализ результатов геоморфологического и геолого-геофизического изучения трансформных разломов с раздвиговой составляющей, к которым относятся разломы Вернадского, Атлантис, Вима, Кейн, Чарли-Гиббс и

многие другие, свидетельствует, таким образом, о том, что для них характерно относительное утонение литосферы под основной депрессией разлома, находящее свое отображение в их геоморфологии и структуре аномальных геофизических полей. Специфическими чертами геоморфологического строения для таких разломов являются примерная параллельность долин и приразломных хребтов, а также сложная эшелонированная система дизъюнктивов, характеризующаяся наличием сопряженных "палеоразломов".

К осевой части активных депрессий разломов этого типа приурочены повышенные значения теплового потока через дно океана и пониженные значения аномалий Буге. Кроме того, данные сейсмических исследований обнаруживают здесь приближение к поверхности кровли разуплотненного вещества мантии. В некоторых случаях над депрессиями таких разломов отмечаются аномалии магнитного поля, связанные с внедрением глубинных интрузий или взаимодействием соприкасающихся по разлому участков плит с разной магнитной полярностью (разломы Атлантис, Вернадского, Вима).

При этом возможны два случая. В первом случае, когда действие раздвиговой составляющей крайне невелико (разлом Атлантис), образующиеся кулисные трещины недостаточно широки, чтобы поднимающиеся мантийные дифференциаты достигали поверхности, и поэтому они консолидируются на некоторой глубине. Во втором случае (система разломов Чарли-Гиббса) масштаб раздвига достаточно велик для того, чтобы мантийное вещество поднималось к поверхности, в результате чего могут формироваться внутриразломные хребты и цепи вулканических подводных гор.

Модели возникновения раздвиговой составляющей в трансформных разломах при изменении полюса раскрытия были описаны различными авторами [Menard, Attwater, 1968; Pitman, Talwani, 1971; Colette et al., 1974; Колежук, 1981]. Как было показано Д. Тюркоттом и Е. Оксбурхом [Turcotte, 1974; Turcotte, Oxburgh, 1973], такая составляющая может возникать, в частности, в результате эффекта растяжения, создающегося при прохождении новообразованной литосферой в процессе ее движения через области геоида с различной кривизной. Источником возникновения такой составляющей может явиться также левостороннее изменение в направлении раскрытия при левостороннем смещении рифта по трансформному разлому. При определенных величине смещения и значениях угла между старым и новым направлениями раскрытия зоны разломов имеют сложный эшелонированный характер с образованием между старыми и новыми зонами трансформных разломов системы согласующих разломов. По данным геофизических исследований такие согласующие разломы отмечены, в частности, в зонах разломов Кейн, Вима и Атлантис [Колежук, 1981; Городницкий и др., 1978]. Указанная геометрическая перестройка трансформных разломов с возникновением раздвиговой составляющей, по-видимому, происходит в зоне срединного хребта в области существования новообразованной маломощной литосферы.

В свою очередь проявление раздвиговой составляющей в глубоководных океанских котловинах на развитой литосфере мощностью 60—70 км и реактивизация трансформных разломов в их пассивной части могут привести к развитию процессов внутриплитового базальтового вулканизма и образованию систем подводных и надводных вулканов и вулканических хребтов.

Примером трансформного разлома поддвиговой составляющей в Ат-

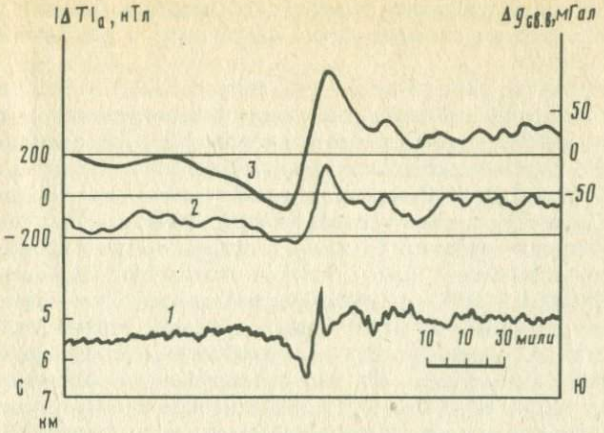


Рис. 11.3. Рельеф дна (*1*), аномальное магнитное поле (*2*) и аномалии силы тяжести в свободном воздухе (*3*) по профилю через разлом Кларион

лантическом океане может служить зона разломов Барракуда, протягивающаяся от Срединно-Атлантического хребта до Малых Антильских островов. Интерпретация гравитационных, сейсмических и батиметрических материалов делает возможным предположение о поддвигании более мощной и погруженной литосферы северного борта под более тонкую и поднятую литосферу южного борта в западной части разлома со скоростью несколько миллиметров в год [Гравитационное поле..., 1979].

Наиболее крупными и хорошо изученными зонами трансформных разломов со сдвиговой составляющей являются трансформные разломы Северо-Восточной части Тихого океана (Мендосино, Кларион, Меррей, Клиппертон и др., см. рис. 11.1), вдоль которых происходит резкая перестройка мощности литосферы, сопровождающаяся изменением характера рельефа дна и структуры геофизических аномалий. Батиметрические данные указывают на существенное различие в глубинах дна на северных и южных бортах этих разломов, обычно разделенных крутым уступом, высота которого постепенно уменьшается с увеличением возраста литосферы. Для выраженных трансформных разломов тихоокеанского типа характерно сопряжение структуры приразломных хребтов (со стороны молодого борта) и приразломных впадин (со стороны древнего борта).

Разлом Кларион. На рис. 11.3 приведен геофизический профиль через разлом Кларион, полученный в 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", на котором показаны рельеф дна, а также графики аномалий силы тяжести в свободном воздухе и магнитного поля. Как видно из рисунка, южный приподнятый борт имеет глубину дна примерно на 0,5 км меньше, чем северный. В основании уступа, осложненного вулканическими горами, отмечается характерный для этого типа разломов с большим сдвиговым смещением узкий желоб глубиной несколько сотен метров. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе в зоне разлома Кларион составляют 20–30 мГал над более молодым участком литосферы, увеличиваясь до 90 мГал над сопутствующим хребтом. Отрицательные аномалии над депрессией достигают 50–70 мГал. Над опущенным более древним бортом аномалия Фая характеризуется слабыми отрицательными значениями, приближающимися к нулю по мере удаления от разлома. Различие в глу-

бине дна южного и северного бортов отображается также в изменении уровня аномального магнитного поля, связанного с различной глубиной магнитных объектов.

Разлом Меррей. В 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [Непрочнов, 1980б] была выполнена комплексная геоморфологическая и геофизическая съемка на участке трансформного разлома Меррей, представляющего собой один из крупнейших трансформных разломов Тихого океана. Его протяженность в пределах Северо-Восточной котловины составляет около 1900 миль. По мнению ряда исследователей, зона разлома Меррей прослеживается также к западу от Гавайских островов, где к ее продолжению приурочены вулканический хребет Неккер и горы Мид-Пасифик. По классификации Моргана [1974], разлом Меррей относится к трансформным разломам правостороннего типа. Судя по карте идентифицированных линейных аномалий магнитного поля относительное смещение блоков соприкасающейся литосферы по линии разлома составляет примерно 350 миль. Как видно из схемы расположения полигона (см. гл. 3), с юга к разлому Меррей подходят линейные магнитные аномалии 20 и 21 (49—58 млн. лет), а к северному борту разлома выходит аномалия 26 (68 млн. лет).

Геомагнитная съемка совместно с промером дна и НСП проводилась по трем меридиональным галсам, ориентированным вкрест простирания разлома при расстоянии между галсами 10 миль. Анализ батиметрических и сейсмических данных свидетельствует, что ущелье разлома Меррей в поперечном сечении имеет характерный асимметричный профиль с крутым склоном приподнятного южного борта. Максимальная глубина в ущелье разлома в пределах полигона на 143° з. д. около 6,6 км. Сильно тектонически раздробленная область к югу от ущелья сформирована сложной системой блоков, разделенных нарушениями сбросового типа с амплитудой смещений до сотен метров. Простирание этих нарушений составляет 20—30° к простиранию основного ущелья разлома и только изредка параллельно ему. Похожая картина наблюдается на северном крыле разлома, но с меньшей расчлененностью рельефа дна. Характерна приуроченность грядовых вулканических (?) сооружений к плоскостям нарушений с наибольшей амплитудой на обоих бортах разлома.

Анализ карты аномального магнитного поля показывает, что на южном и северном блоках разлома структура поля имеет различный характер [Городницкий, Сузюмов, 1980]. На южном блоке, средняя глубина дна которого характеризуется величиной порядка 4,5 км при резкой расчлененности рельефа, отмечаются интенсивные аномалии с размахом более 500 нТл. Простирание аномалий субпараллельно простиранию разлома. Положительные аномалии приурочены к крутым склонам уступов и связаны, по-видимому, с тектоническими сбросовыми швами. Над северным низким блоком разлома наблюдается понижение уровня магнитного поля и интенсивности аномалий (до 100 нТл). Величина расчетной эффективной намагниченности для южного блока разлома примерно в 2 раза больше, чем для северного, что согласуется с различием в возрасте литосферы.

Определенное по идентифицированным магнитным аномалиям различие в возрасте океанской коры между северным и южным бортами разлома в пределах полигона составляет около 18 млн. лет. Теоретическая оценка перепада средних глубин дна [Сорохтин, 1974] показывает, что он должен составлять величину порядка 0,5 км. Это удовлетворительно соответствует экспериментальным геоморфологическим данным.

Расчет мощности океанской литосферы в пределах полигона к северу и югу от линии разлома, проведенный по магнитной геохронологии и

перепаду рельефа дна, дает для южного борта величину 55 км, а для северного — 62 км. Таким образом, перепад мощности литосферы вкрест простирания разлома составляет около 7 км.

Геолого-геофизические материалы по всей зоне разлома Меррей позволяют сделать вывод, что на протяжении всей истории развития разлома здесь преобладали сдвиговые движения с раздвиговой составляющей, обусловившие сбросовый характер разломной тектоники основного ущелья и оперяющих разломов второго порядка, постепенное разрастание зон тектонического дробления с увеличением возраста коры, а также соответствующие различия в мощностях и структуре коры и литосферы к северу и к югу от основного ущелья.

Впадина Хесса. Детальные геоморфологические работы на полигоне III 24-го рейса нис "Академик Курчатов" существенно уточнили карту рельефа дна этого района. Глубина впадины Хесса достигает 5400 м, северный ее склон очень крутой — до 20°. Окружающие впадину участки дна расположены на глубинах 3—3,5 км (рис. 11.4).

Магнитное поле в пределах полигона характеризуется сложными положительными и отрицательными аномалиями амплитудой до 750 нТл. Максимальная отрицательная аномалия приурочена к впадине Хесса. По обе стороны от нее выделяется система субширотных знакопеременных аномалий, осложненных меридиональными смещениями. Эти аномалии, по-видимому, связаны с развитием Галапагосской рифтовой зоны. Предположительная идентификация позволила выделить аномалии 2 и 2'. Вычисленные по аномалиям верхние кромки магнитных объектов расположены недалеко от поверхности дна.

Все три измерения теплового потока, два из которых выполнены к западу от впадины Хесса в районе гребня ВТП, а одно — южнее впадины, дали повышенные значения: от 84 до 336 мВт/м^2.

Аномалии силы тяжести в районе впадины Хесса имеют преимущественно субширотное простирание. Поле аномалий Буге характеризуется резкими горизонтальными градиентами, типичными для рифтовых зон.

Данные НСП свидетельствуют об отсутствии или очень малой мощности неуплотненных осадков как во впадине, так и на остальных участках полигона.

Анализ проб осадков, покрывающих небольшие участки впадины, показал, что они сформировались в основном за счет разрушения коренных пород. Отложения имеют следы воздействия гидротерм, с которыми, видимо, связано обогащение осадков гидроокислами железа и марганца.

Глубинное сейсмическое зондирование на шести профилях, расположенных вокруг впадины, дало достаточно детальные сведения о строении земной коры [Непрочнов и др., 1980]. Все три исследованных участка характеризуются сходными сейсмическими разрезами, включающими слои со скоростями 3,5; 5,5 и 6,8 км/с. Граница Мохоровичича расположена на глубине около 5 км ниже поверхности дна. Донными сейсмографами на полигоне за двое суток зарегистрировано около 30 землетрясений, приуроченных в основном к впадине Хесса.

На крутом северном склоне впадины Хесса было проведено четыре последовательных по глубине драгировки. Собранные породы вместе с результатами драгировок в 8- и 14-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев" дают полный разрез океанской земной коры. Верхняя часть разреза сложена пиллоу-лавами толеитовых, порфировых оливин-плагиоклазовых базальтов, покрытых маломощной железомарганцевой коркой. Ниже по разрезу в драгах наряду с базальтами присутствуют долериты, среди которых отмечаются переходы от микродолеритов к габбро-долеритам. Исходя из

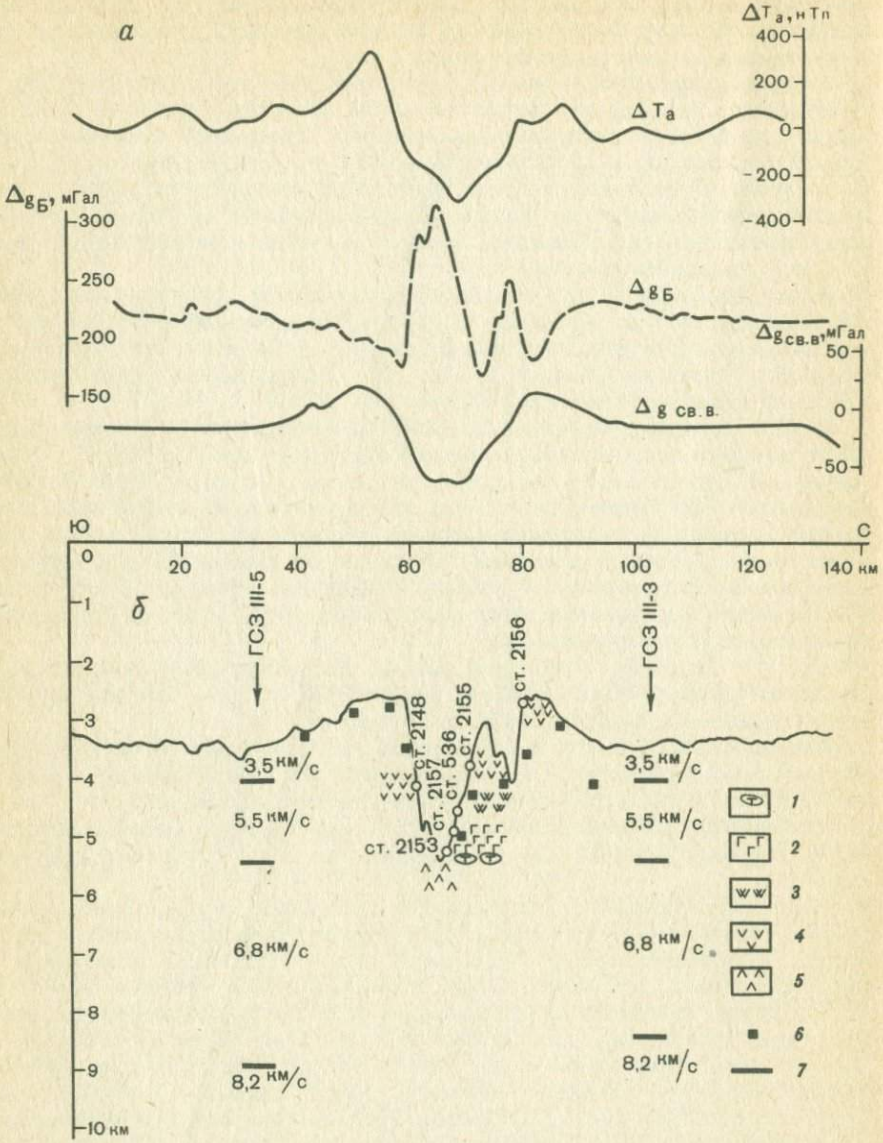


Рис. 11.4. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через впадину Хесса

1 — линзы, прослои плагиоклазовых оливинитов; *2* — габбровый комплекс (троктолиты, оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро); *3* — долериты; *4, 5* — базальты верхнего и нижнего комплексов соответственно; *6* — верхние кромки магнитных тел; *7* — преломляющая граница

этого можно предположить, что в средней части склона имеются силлы и дайки доллеритов. У основания склона встречен комплекс габброидных пород. Среди них выделяются оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. В ассоциации с габброидами подняты единичные сравнительно мелкие обломки плагиоклазовых оливинитов. Дно впадины залито свежими пиллоу-лавами оливин-плагиоклазовых базальтов. Геологический разрез хорошо коррелирует по глубинам и мощностям основных слоев с сейсмическим разрезом земной коры: слою со скоростью 3,5 км/с соответствуют базальтовые лавы; со скоростью 5,5 км/с – базальт-долеритовый дайковый комплекс; со скоростью 6,8 км/с – комплекс габброидов [Непрочнов, Кашинцев, 1978].

Изучение магнитных свойств образцов показало, что высокой магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью обладают не только базальты, но и габбро-диабазы. Эти два типа пород, по-видимому, и являются основными источниками наблюдаемых аномалий магнитного поля.

Весь комплекс исследований, выполненных на полигоне, позволил подтвердить и детально обосновать молодую рифтовую природу впадины Хесса. Об этом свидетельствуют резкие формы рельефа дна, отсутствие осадочного покрова, гидротермальные проявления, толеитовый низкокалиевый магматизм, высокая сейсмическая активность, наличие субширотных аномалий и большие градиенты магнитного и гравитационного полей. Вместе с тем не исключено, что впадина Хесса и вся Галапагосская рифтовая зона заложились на более древнем трансформном разломе, западное продолжение которого намечается по геоморфологическим и магнитным данным [Mammerickx et al., 1980].

Разлом Академика Курчатова. Геофизической съемкой на полигоне V нис "Академик Курчатов" обнаружен и обследован на протяжении около 200 км новый очень крупный поперечный разлом, пересекающий западный склон ВТП примерно по 37° ю. ш. Максимальная глубина ущелья 6600 м, перепад глубин по наиболее высокому северному склону превышает 5,5 км (рис. 11.5). Такие глубокие разломы ранее были неизвестны на ВТП.

Магнитное поле на полигоне характеризуется значительными аномалиями и резкими градиентами, причем наиболее интенсивные из них приурочены к северному блоку разлома. Ущелье разлома отмечается полосой отрицательных аномалий магнитного поля. Линейные аномалии, параллельные оси ВТП, выделяются не очень уверенно и приближенно идентифицированы как аномалии 7–11 (26–32 млн. лет). Измерения на дне ущелья дали пониженное значение теплового потока.

На записях НСП неуплотненные осадки мощностью менее 300 м выделяются только в наиболее глубокой осевой части разлома, а в остальных районах полигона осадочный покров отсутствует или очень тонок. ГСЗ выявило различие мощности и строения земной коры под ущельем и южным блоком разлома, свидетельствующее о подъеме мантийных пород в осевой части разлома. За 2,5 суток наблюдений ДС не было зарегистрировано ни одного землетрясения.

Геологические работы на склонах ущелья показали, что разлом вскрывает мощную толщу базальтов и гиалокластитов. Породы подняты в виде полуокатанных, окисленных и выветрелых обломков с железомарганцевой коркой. Присутствие тектонических брекчий дает основание предполагать, что вулканическая толща подстилается метаморфическим комплексом. На северном гребне встречены фосфатизированные органогенные известняки.

Геофизические и геологические материалы свидетельствуют об относительной древности разлома Академика Курчатова. Весьма вероятно, что

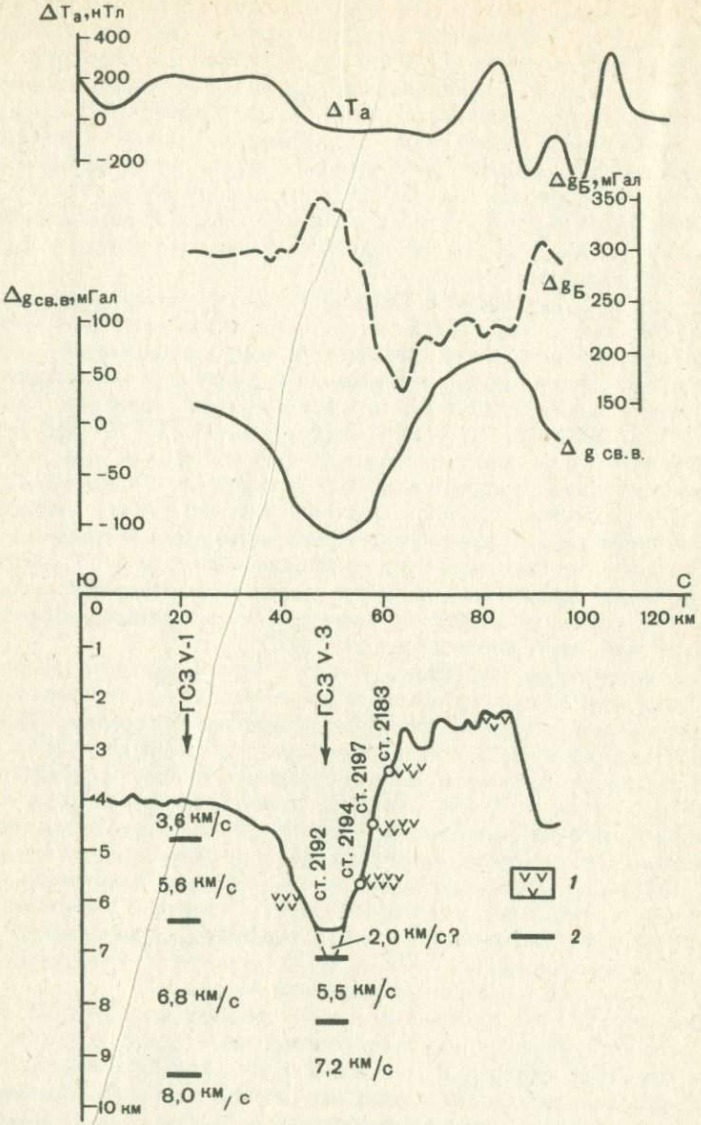


Рис. 11.5. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через разлом Академика Курчатова

1 — базальты и туфы базальтового состава; *2* — преломляющие границы и значения скоростей по данным ГСЗ

он является составной частью системы разломов Челленджер. Недостаток батиметрических и геофизических данных в этом районе пока не позволяет делать более определенных выводов.

Разлом Хизена. В 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" было проведено комплексное геоморфологическое и геолого-геофизическое обследование крупного трансформного разлома, расположенного в юго-восточной части

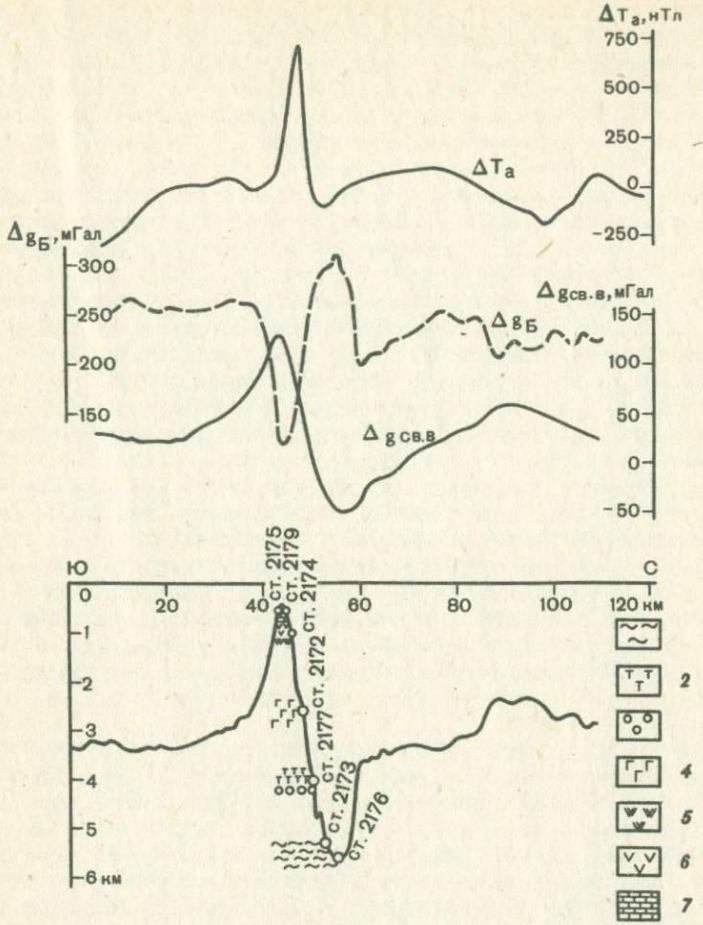


Рис. 11.6. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через разлом Хизена

1 — амфиболитовые сланцы; *2* — перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты); *3* — гранулиты (оливин-пироксен-амфибол-плагиоклазовые); *4* — габбро; *5* — долериты; *6* — базальты; *7* — известняки

Тихого океана — разлома Хизена, входящего в систему разломов Элтанин [Непрочнов, 1978а, 1979; Городницкий и др., 1980а; Непрочнов и др., 1979д].

Комплексная геоморфологическая и геофизическая съемка на разломе Хизена показала, что он является уникальным по расчлененности рельефа. Перепад глубин по южному склону ущелья достигает 5 км при крутизне до 25° (рис. 11.6). Анализ составленной в результате полигонной съемки карты аномального магнитного поля (см. гл. 3) позволил выделить системы линейных магнитных аномалий, перпендикулярных простиранию разлома с амплитудами — первые сотни нанотесл. Сопоставление выявленных аномалий с идентифицированными магнитными аномалиями по шкале Питмена—Хиртцлера [Molnar et al., 1975; Pitman et al., 1974] и магнитное

моделирование позволили идентифицировать линейные аномалии в северной части полигона как аномалии 4 и 4а при расположении оси рифта Восточно-Тихоокеанского срединного поднятия к востоку от района работ [Городницкий и др., 1980а]. Эти аномалии ограничены с юго-запада зоной разлома Хизена, а с северо-востока ранее неизвестным нарушением, простирание которого субпараллельно простиранию системы разломов Элтанин.

Значительно более сложным оказалось провести идентифицирование линейных аномалий на южном блоке разлома. Однако выполненное с помощью ЭВМ магнитное моделирование и сопоставление модельных и наблюденных аномалий [Городницкий и др., 1980а] позволили высказать предположение, что выделенные здесь аномалии представляют собой аномалии 2 и 2а с обратным порядком расположения аномалий, свидетельствующим о расположении оси рифта к западу от южного борта разлома Хизена. Такая идентификация предполагает смещение оси рифта ВТП по разлому Хизена на 150 миль при общем смещении ее по системе разломов Элтанин до 300 миль. Оба разлома, входящие в эту систему — Хизена и Тарп, являются левосторонними.

Оценка мощности литосферы по данным магнитной геохронологии свидетельствует о том, что общий перепад мощности литосферы вкрест простирания разлома Хизена составляет не менее 20 км.

Простирания аномалий силы тяжести совпадают с направлением разлома. Склонам ущелья соответствуют крупные горизонтальные градиенты поля. Однако максимальное значение аномалии Буге над разломом (320 мГал) нельзя назвать очень большим, учитывая глубину ущелья до 6 км.

По данным НСП мощность неуплотненных осадков на полигоне очень незначительная, а на многих участках, особенно на крутых склонах, осадки отсутствуют.

Исключительный интерес представляют результаты геологических исследований, впервые выполненных в зоне разломом Элтанин. На южном склоне амплитудой 5100 м обнажается полный разрез земной коры, включающий следующие основные комплексы пород (сверху вниз): базальтовый, базальт-долеритовый, габброидный и ультрабазитовый. Кроме того, геологами экспедиции сделаны две уникальные находки — на вершине южного гребня обнаружены известняки с меловыми кокколитами (определения В.В. Мухиной и М.С. Ушаковой), а в нижней части разреза с интервала глубин 5200—5600 м подняты огромные глыбы микроскладчатых амфиболитовых сланцев.

Найденные в известняках меловые кокколиты, вероятно, являются переотложенными, так как возраст имеющихся здесь же фораминифер не древнее верхнего миоцена (определения М.С. Бараша). Однако наличие в известняках большого набора меловых и палеогеновых видов кокколитов при почти полном отсутствии неоген-четвертичных может свидетельствовать о близости обнажения меловых и палеогеновых пород, с которых сносился материал в плиоцене или в миоцене. Сравнительно древние породы уже неоднократно встречались в осевой зоне Срединного хребта в Атлантике. Объясняют это возможным сохранением в центре океана блоков земной коры, не вовлеченных в процесс спрединга [Bonatti, Honnorez, 1971]. Амфиболитовые сланцы в таких условиях, как на полигоне, встречены в океане впервые. Они подробно описаны в гл. 10.

Интерпретация и совместный анализ данных НСП и МОВ, результатов геоморфологической, геомагнитной и гравиметрической съемок, а также полученные геологические материалы позволяют высказать предположение о наличии в изученном районе разлома Хизена сдвиговой составляющей

с частичным поддвигом северного борта под южный. Наиболее ярким выражением этого процесса может быть региональное погружение поверхности дна северного крыла по направлению к разломному ущелью. Такое предположение дает возможность объяснить образование амфиболитовых сланцев в нижней части разреза в результате динамометаморфизма, вызванного смещением одного борта вдоль другого и частичным поддвигом. Это подтверждается также наличием косвенного признака высокого гидростатического давления, выраженного в анизотропии магнитной восприимчивости в горизонтальной плоскости у обследованных образцов гипербазитов, отобранных при драгировании южного борта разлома [Городницкий и др., 1979б]. Отсутствие интенсивных аномалий над выходами амфиболитовых сланцев с высокими магнитными свойствами свидетельствует о том, что их мощность, по-видимому, невелика.

Перестройка системы векторов напряжений, вызвавших появление поддвиговой составляющей в зоне разломов Элтанин, может быть предположительно связана с эффектом сжатия [Turcott, 1974], а также с перестройкой системы разрастания в районе зоны Элтанин в период существования линейных аномалий 25—24, т.е. около 60 млн. лет назад [Городницкий и др., 1980а].

Таким образом, детальные комплексные геолого-геофизические исследования свидетельствуют о существенных особенностях строения зон разломов на дне океана. Наличие раздвиговых, сдвиговых и поддвиговых составляющих деформаций, приводящее к реактивизации разломов, по-видимому, является одним из важных факторов, определяющих условия для развития вторичных процессов в зонах разломов, в частности динамометаморфизма и формирования подводных и надводных вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

Аументо Ф., Ланкаверик Б., Росс. Д. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—197.

Безруков П.Л., Кашинцев Г.Л. Ультраосновные и основные породы Западно-Австралийской котловины (Индийский океан). — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 456—459.

Блажчишин А.И., Лукашина Н.П. Стратификация донных осадков в желобе разлома Гиббс. — В кн.: Изучение открытой части Атлантического океана. Л.: ГО СССР, 1977, с. 126—131.

Бобров Ю.В., Гайнанов А.Г., Гладун В.А. и др. Определение силы тяжести на море. М.: Недра, 1970. 247 с.

Богданов Ю.А., Чеховских Е.М. Скорости осадконакопления и абсолютные массы. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 110—121.

Большаков В.С., Городницкий А.М. Изучение магнитных характеристик коренных горных пород в юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1978, с. 1—10.

Большаков А.С., Фаустов С.С. О температурной магнитной чистке. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 3, с. 76—81.

Буданов В.Г., Бурьянов В.Б., Русаков О.М., Соловьев В.Д. Глубинное строение земной коры разломов Срединно-Атлантического хребта (7—9° с.ш.). — Геофиз. сб. АН УССР, 1979, вып. 89, с. 56—59.

Вакье В.В. Геомагнетизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976. 192 с.

Гайнанов А.Г. Глубинное строение литосферы океанов по геофизическим данным. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 4, с. 10—19.

Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Мелихов В.Р. Гравиметрические исследования в Атлантическом океане. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1975. 88 с.

Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морские гравиметрические работы в VI рейсе нис "Академик Курчатов". — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 6, с. 72—82.

Гэмильтон Е.И. Прикладная геохронология. Л.: Недра, 1968. 256 с.

Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным. — Геология и разведка, 1979, № 2, с. 11—27.

Городницкий А.М. Особенности строения литосферы в зонах трансформных разломов. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1982, с. 76—105.

Городницкий А.М., Иванов С.С. О возможности изучения океанической коры по данным магнитных съемок. — Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 5, с. 122—125.

Городницкий А.М., Корякин Е.Д. Океанское дно и подводные вулканы. — М.: Знание, 1981, № 11. 64 с. (Сер. Физика).

Городницкий А.М., Линькова Т.И., Кашинцев Г.Л. О магнитной природе глубинных слоев океанической коры в разломе Элтанин. — Докл. АН СССР, 1979а, т. 246, № 1, с. 32—36.

Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В. Магнитные характеристики двух крупных трансформных нарушений юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Функциональные проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980а, с. 65—72.

Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В., Хуторской М.Д. Геомагнитное изучение разлома Атлантис и особенности теплового поля этого района. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1978, с. 7—15.

Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В., Хуторской М.Д. Структура аномального магнитного поля и тепловой поток в районе впадины Хесса и их связь с тектоническим развитием Галапагосского рифта. — В кн.: Строение литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур земной коры). М.: ИОАН СССР, 1979б, с. 248—270.

Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Су-

зюмов А.Е. Аномальное магнитное поле СЗ части Тихого океана и его связь с тектоническим развитием региона. — В кн.: Проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980б, с. 46—66.

Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Карта мощности океанических литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1977, с. 103—108.

Городницкий А.М., Сузюмов А.Е. Новые данные о структуре аномального магнитного поля разлома Меррей. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1980, вып. 5, с. 20—25.

Гравитационное поле и рельеф дна океанов/Под ред. С.А. Ушакова. Л.: Недра, 1979. 295 с.

Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Харин Г.С., Куренцова Н.А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 85—110.

Дрейф континентов/Под ред. С.К. Ранкорпа. М.: Мир, 1966. 232 с.

Егиазаров Б.Х., Литвинов Э.М. Общая характеристика разрывных нарушений океанского дна. — Геология и геофизика, 1981, № 3, с. 11—17.

Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 8—47.

Живаго А.В., Буданова Л.Я. Морфоструктурные типы дна по маршруту 8-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 139—181.

Жузе А.П., Мухина В.В. Зона Mesocena elliptica Ehr. в плейстоценовых осадках Тихого океана. — Океанология, 1973, т. 8, вып. 3, с. 467—475.

Зоненшайн Л.П., Коган Л.И., Савостин Л.А. и др. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит: Тихоокеанской, Кокосовой и Наска. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1331—1335.

Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана/Отв.ред. А.П. Виноградов, Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1972. Т. 1. 210 с.; Т. 2. 250 с.; 1974. Т. 3. 231 с.

Карасик А.М., Десимон А.И., Позднянков Р.А. и др. Палеомагнитные аномалии Мирового океана. — В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1981, с. 99—101.

Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы разлома Элтанин (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 28—37.

Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 1, с. 64—69.

Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И., Абрамова Е.Е. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 14—23.

Ковылин В.М., Лунарский Г.Н. Результаты глубинного сейсмического зондирования в Тихом океане в 37-м рейсе исследовательского судна "Витязь". — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3, с. 717—720.

Колежук И.В. Опыт изучения разломных зон Срединно-Атлантического хребта по геофизическим данным. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1981, вып. 6, с. 21—29. (Экспресс-информация).

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Геотермальная активность. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977, с. 8—77.

Корякин Е.Д., Колежук И.В. Глубинное строение периферийной части разлома Атлантис по гравиметрическим данным. — В кн.: Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1981, вып. 4, с. 8—13. (Экспресс-информация).

Кочаров Г.Е., Алексеев В.А., Арсланов Х. и др. Временные вариации радиоуглерода в атмосфере Земли и различные астрофизические и геофизические явления. — В кн.: Гидроклиматохронология и радиоуглерод. Каунас: Ин-т ботаники АН ЛитССР, 1972, с. 213—311.

Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976. 279 с.

Ле Пишон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 391 с.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 289—379.

Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых

зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 28–41.
Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В., Удинцев Г.Б. Морфоструктура рифтовой зоны Атлантического океана в районах разломов "Курчатова" и "Атлантис". — Океанология, 1972, т. 12, вып. 4, с. 631–639.
Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 276 с.
Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Непрерывное сейсмическое профилирование. — В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 26–35.
Методика и аппаратура для автоматической обработки записей донных сейсмографов при детальном сейсмическом зондировании в океане/Покрышкин А.А. М., 1978, с. 2–15. Рукопись деп. в ВИНИТИ 2.01.78, № 30–78 Деп.
Мирлин Е.Г., Валяшко Г.М., Городницкий А.М. и др. Магнитное поле. — В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 292–321.
Морган В. Океанские поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 68–93.
Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Донные отложения впадины Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, № 29, с. 252–260.
Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 178 с.
Непрочнов Ю.П. Исследование глубинных разломов океанского дна. — Природа, 1978а, № 2, с. 151–153.
Непрочнов Ю.П. 24-й рейс нис "Академик Курчатов". — Океанология, 1978б, т. 18, вып. 1, с. 160–163.
Непрочнов Ю.П. Изучение глубинных разломов. — Вестн. АН СССР, 1979, № 6, с. 77–85.
Непрочнов Ю.П. Исследования в Тихом океане на "Дмитрии Менделееве". — Природа, 1980а, № 8, с.114–116.
Непрочнов Ю.П. 23-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1980б, т. 20, вып. 2, с. 360–362.
Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Зверев С.М. и др. Опыт автоматической обработки записей донных сейсмографов при ГСЗ в Атлантическом океане. — Океанология, 1976, т. 16, вып. 6, с. 1118–1121.
Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Холопов Б.В. Геофизические данные о строении земной коры рифтовой зоны и окружающих ее областей дна. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972а, т. 1, с. 62–82.
Непрочнов Ю.П., Кашинцев Г.Л. О составе основных слоев земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1222–1225.
Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Ельников И.Н. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции нис "Академик Курчатов" и "Витязь". — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 917–920.
Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Ельников И.Н. Непрерывное сейсмическое профилирование в океане на скоростях до 15 узлов. — Океанология, 1979а, т. 19, № 4, с. 718–724.
Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е. Мощность и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. — В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979б, с. 206–242.
Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Мокин А.В. Сейсмический профиль через Центральную Атлантику. — Докл. АН СССР, 1979в, т. 244, № 6, с. 1479–1483.
Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А., Шишкина Н.А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979г, с. 243–291.
Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Гринько Б.Н. Опыт первичной обработки на ЭВМ записей донных сейсмографов при ГСЗ в океане. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 5, с. 939–944.
Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Кашинцев Г.Л. и др. Строение и геофизические поля глубинных разломов юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеанского конгресса. Комитет В. М.: ВИНИТИ, 1979д, с. 24–25.
Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Рыкунов Л.Н., Покрышкин А.А. Опыт автоматизации процесса наблюдений и первичной обработки записей донных сейсмографов при ГСЗ в море. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 2, с. 79–83.
Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Семенов Г.А. и др. Строение земной коры и сейсмичность района впадины Хесса. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 3, с. 485–494.
Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н. Экспериментальные данные о слое повышенной скорости в верхней мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 1, с. 80–82.
Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Ельников И.Н. и др. Строение коры и верхней мантии Аравийско-Индийского

хребта и прилегающих областей дна океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972б, т. 2, с. 44—119.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.

Печерский Д.М., Багин В.И. Магматизм и условия формирования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 162 с.

Попова А.К., Савостин Л.А. Тепловой поток. — В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 375—387.

Попова А.К., Смирнов Я.Б., Иоффе А.И., Хуторской М.Д. Карта теплового потока Северной Атлантики. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 3, с. 718—722.

Попова А.К., Сувилов Э.В., Хобарт М. Геотермические исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. М.: Наука, 1974, с. 199—202.

Проблемы разломной тектоники/Под ред. Н.А. Логачева, С.И. Шермана. — Новосибирск: Наука, 1981. 176 с.

Радиобуй для сейсмических исследований/Лунарский Г.Н., Саидов А.Ю. М., 1973. 21 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 2.01.73, № 6000—73 Деп.

Разломы и горизонтальные движения земной коры/Под ред. А.В. Пейве. — Тр. ГИН АН СССР, 1963. Вып. 80. 312 с.

Рудник Г.Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, № 29, с. 116—225.

Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Изучение вещественного состава океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан). — Геотектоника, 1982, № 3, с. 3—15.

Рыкунов Л.Н., Сядов В.В. Донный сейсмограф. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 8, с. 83—87.

Рыкунов Л.Н., Сядов В.В. Сейсмологические исследования рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 2, с. 120—127.

Савостин Л.А., Лангсет М. Геотермические исследования. — В кн.: Исландия и срединно-океанский хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 112—118.

Смирнов Я.Б., Попова А.К. Тепловой поток через дно Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. Геофизика дна. М.: Наука, 1974, с. 147—160.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

Сорохтин О.Г. Природа базальтового магматизма океанских плит. — В кн.: Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 227—232.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М.: Наука, 1976. 299 с.

Сузюмов А.Е. О геодинамике Тихого океана. — В кн.: Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981, с. 197—211.

Сырский В.Н., Колежук И.В., Греку Р.Х. Основные черты строения зоны разлома Вернадского на 7—8° с.ш. в Атлантическом океане. — В кн.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь, 1975, с. 28—38.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.

Удинцев Г.Б. Экспедиция в рифтовую зону Атлантического океана на "Академике Курчатове" (6-й рейс) в 1969 году. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 4—27.

Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Марова Н.А. Батиметрическая карта Мирового океана. Масштаб 1:40 000 000. — Изд. ГУГК СМ СССР, 1977.

Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. и др. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе нис "Академик Курчатов" в Северной Атлантике. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 3—27.

Удинцев Г.Б., Непрочнов Ю.П. 20-й рейс нис "Академик Курчатов". — Океанология, 1975, т. 15, № 5, с. 931—933.

Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли. — М.: ВИНИТИ, 1978. 272 с. (Итоги науки и техники).

Хизен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. Ч. 1. 147 с.

Холопов Б.В., Непрочнова А.Ф., Лунарский Г.Н. и др. Строение земной коры и верхней мантии в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Исследования по проблемам рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 59—84.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.

Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 102 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 353).

Anderson R.N., Clague D.A., Klitgord K.D. et al. Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 5, p. 683–688.

Andrews J.E. Abyssal hills as evidence of transcurrent faulting on North Pacific fracture zones. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 2, p. 461–470.

Aoki S., Kohycma N., Sudo T. Mineralogical and chemical properties of smectites in a sediment core from the southeastern Pacific. — Deep-Sea Res., 1979, vol. 26, N 8, p. 893–901.

Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and volcanism in the ocean. — In: Progress in oceanography. La Jolla, 1965, vol. 4, p. 7–22.

Aumento F., Melson W.G., Hall J.M. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1977. Vol. 37. 1008 p.

Barrett D.L., Purdy G.M. IPOD survey area AT-6: Seismic refraction results. — In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 45, p. 49–53.

Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic ridge. — Science, 1971, vol. 174, N 4016, p. 1329–1331.

Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4106–4116.

Burckle L.H. Late Cenozoic planktonic diatom zones from the Eastern Equatorial Pacific. — Nova Hedwigia, 1972, H. 39, p. 217–246.

Burckle L.H., Clarke D.B., Shackleton N.J. Isochronous last-abundant appearance datum (LAAD) of the diatom Hemidiscus karstenii in the sub-Antarctic. — Geology, 1978, vol. 6, p. 243–246.

Byerly G. The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center. — J. Geophys. Res., 1980, vol. B85, N 7, p. 3797–3810.

Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R. Phyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeites from the Galapagos spreading center. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 30, N 2, p. 215–221.

Chase T.E., Menard H.W., Mammerickx J. Topography of the North Pacific. — UCSD. Techn. Rep. Ser., TR-27, 1971.

Christensen N.I., Salisburi M.H. Structure and constitution of the lower oceanic crust. — Revs Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, N 1, p. 57–86.

Colette B.J., Shouten H., Rutten K., Slootweg A.P. Structure of the Mid-Atlantic ridge province between 12° and 18° N. — Mar. Geophys. Res., 1974, vol. 2, N 2, p. 143–179.

Dmitriev L., Heirtzler I., Aguilar R. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1978, vol. 46. 436 p.

Erickson B.H., Naugler F.P., Lucas W.H. Emperor fracture zone: a newly discovered feature in the Central North Pacific. — Nature, 1970, vol. 225, N 5727, p. 53–54.

Ewing M., Ewing J.I., Houtz R.E., Leyden R. Sediment distribution in the Bellingshausen basin. — In: Symp. on Antarctic Oceanography. Santjago, Chile, 13–16 Sept., 1966, Scott. Polar. Res. Inst. Cambridge, 1968, p. 89–100.

Ewing J., Ewing M., Windisch Ch., Aitken T. Underway marine geophysical data in the North Atlantic (june 1961-january 1971). Pt E. Seismic reflection profeles. — Techn. Rep. Lamont Doherty Geol. Obs. Columb. Univ. Wash., 1974, p. 90–91.

Ewing M., Houtz R., Ewing J. South Pacific sediment distribution. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 10, p. 2477–2493.

Ewing J., Zaunere R. Seismic profiling with a pneumatic sound source. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 22, p. 4913–4915.

Fisher R.L., Raitt R.W. Topography and structure of the Peru-Chile trench. — Deep-Sea Res., 1962, vol. 9, N 6, p. 423–429.

Foster S.E., Simmons G., Lamb W. Heat flow near a North Atlantic fracture zone. — Geothermics, 1974, vol. 3, N 1, p. 158–165.

Fox P.J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The geology of the Oceanographer fracture zone: A model for fracture zones. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4117–4128.

Grow J.A., Markl R.G. IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic ridge. — Geology, 1977, vol. 5, p. 625–630.

Hadley D., Kanamori H. Seismic structure of the transverse ranges, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 10, p. 1469–1478.

Handschumacher D.W., Andrews J.E. Kana Keoki fracture zone: Interaction with the Hawaiian ridge. — Geology, 1975, vol. 3, N 1, p. 25–28.

Hayes D.E., Houtz R., Talwani M. et al. Preliminary report of volume 23 USNS Eltanin cruises 33–38, March 1968–May 1969. Pt C. Seismic reflection profiles. — Tech. Rep. Lamont Doherty Geol. Obs. Columb. Univ. N.Y., 1975, NCU-1-75, p. 159–208.

Hayes D.E., Talwani M., Houtz R., Pitman W.C. Preliminary report of volume 22 USNS Eltanin cruises 28–32, March 1967–March 1968. Pt C. Seismic reflection profiles. — Techn. Rep. Lamont Doherty Geol. Obs. Columb. Univ. N.Y., 1972, N CU-1-72, p. 147–200.

Hayes D.E., Talwani M., Houtz R. et al.

Preliminary reports of volumes 21 and 22 USNS Eltanin cruises 22–32. – Techn. Rep. Lamont Doherty Geol. Obs. Columb. Univ. N.Y., 1969–1972, N 2-CU-2-69, CU-1-72.

Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M. The Vema fracture zone in Equatorial Atlantic. – J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 733–739.

Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift. – Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, vol. 258, N 1088, p. 90–108.

Heezen B.C., Tharp M. Physiographic diagram of the North Atlantic ocean. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1968.

Heezen B.C., *Tharp M., Hollister C.D.* Illustrations of the marine geology of the Southern ocean. – In: Symp. on Antarctic Oceanography. Santjago, Chile, 13–16 Sept. 1966, Scott Polar. Res. Inst. Cambridge, 1969, p. 101–109.

Hein J.R., Yeh Hsueh-Wen, Alexander E. Origin of iron-rich montmorillonite from the mangahese nodule belt of the North Equatorial Pacific. – Clays and Clay Miner., 1979, vol. 27, N 3, p. 185–194.

Heirtzler J., Dickson G., Herron E. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 6, p. 1282–1295.

Herman B., Langseth M., Hobart M. Heat flow in the oceanic crust bounding western Africa. – Tectonophysics, 1977, vol.41, p. 61–77.

Herron E.M. Sea-floor spreading and the cenozoic history of the East-Central Pacific. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 6, p. 1671–1691.

Herron T.J., Ludwig W.J., Stoffa P.L. et al. Structure of the East Pacific rise crest from multichannel seismic reflection data. – J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B2, p. 798–804.

Herron E.M., Tucholke B.E. Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the southeastern Pacific. – In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1976, vol. 35, p. 263–278.

Herzen R.P. von, Simmons G., Folihsbee A. Heat flow between the Caribean Sea and the Mid-Atlantic ridge. – J. Geophys., Res., 1970, vol. 75, N 11, p. 1973–1984.

Hey R.N., Deffeyess K.S., Johnson G.L., Lowrie A. The Galapagos triple junction and plate motions in the East Pacific. – Nature, 1972, vol. 237, N 5349, p. 2022–2023.

Hilde T.W., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. – In: The geophysics of the Pacific basin and its margin, 1976, N 19. (Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union.).

Holden J.C., Dietz R.S. Galapagos gore, Naz-Co-Pac triple junction and Carnegie–Cocos ridges.– Nature, 1972, vol. 235, N 5336, p. 266–269.

Hollister C.D., Craddock C., Bogdanov Yu.A. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1976, vol. 35, p. 25–193.

Humphris S.E., Thompson R.N., Gibson I.L., Marriner F. Comparison of geochemistry of basalts from the East Pacific ridge, OCP ridge, and Siqueiros fracture zone, Deep-Sea Drilling Project, leg 54. – In: Initial Reports of the Deep Sea-Drilling Project. Wash., 1980, vol. 54, p. 635–649.

Hyndman R., Rankin D. The Mid-Atlantic ridge near 45°N. XVIII. Heat flow measurements. – Canad. J. Earth Sci., 1972, vol. 8, N 9, p. 664–670.

Johnson G.L., Vogt P.R., Hey R.N. et al. Morphology and structure of the Galapagos rise. – Mar. Geol., 1976, vol. 21, N 2, p. 81–120.

Kay R., Hubbard N., Gast P. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 8, p. 1585–1613.

Kirkpatrick R.J. Results of down-hole geophysical logging hole 396B, DSDP, Leg 46. – In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 46, p. 401–407.

Klitgord K.D., Mudie J.D. The Galapagos spreading centre: a near-bottom geophysical survey. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 38, p. 563–586.

La Brecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. – Geology, 1977, vol. 5, N 6, p. 330–335.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. – J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N B11, p. 6185–6222.

Langseth M., Hobart M. Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone. – Geophys. Res. Lett., 1974, vol. 3, N 5, p. 241–244.

Langseth M., Herzen R. von. Heat flow through the floor of the world oceans. – In: The sea. N.Y.: Wiley-Intersci., 1971, vol. 4, pt 1, p. 299–352.

Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 12, p. 3627–3644.

Le Pichon X. Sea-floor spreding and continental drift. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 12, p. 3661–3698.

Lonsdale P. Regional shape and tectonics of the equatorial East Pacific rise. – Mar. Geophys. Res., 1977a, vol. 3, N 3, p. 295–315.

Lonsdale P. Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: The East-

Pacific rise near 3° 25'S. – Mar. Geophys. Res., 1977b, vol. 3, N 3, p. 251–293.
Ludwig W.J., Houtz R.E. Isopach map of sedimets in the Pacific ocean basin and marginal sea basins. N.Y.: Lamont Doherty Geol.Obs.Columbia Univ., 1979.
Ludwig W.J., Rabinowitz Ph.D. Structure of Vema fracture zone. – Mar. Geol., 1980, vol. 35, N 1/3, p. 99–110.
MacDonald K.C., Luyendyk B.P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic ridge crest near lat. 37° N. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 621–636.
Malahoff A., Hammond S.R. Sediment accumulation rates along the Murray fracture zone between 131° wand 167° W. longitude. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 5, p. 1429–1432.
Malahoff A., Handschumacher D.W. Magnetic anomalies south of the Murray fracture zone: New evidence for a secondary sea-floor spreading centre and strike-slip movement. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 26, p. 6265–6275.
Malahoff A., Woolard G.P. Geophysical studies of the Hawaiian ridge and Murray fracture zone. – In: The sea. N.Y.: Wiley-Intersci., 1971, vol. 4, pt 2/3, p. 73–131.
Mammerickx J., Anderson R.N., Menard H.W., Smith S.M. Morphology and tectonic evolution of the East-Central Pacific. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 1, p. 111–118.
Mammerickx J., Herron E., Dorman L. Evidence for two fossil spreading ridges in the Southeast Pacific. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, pt 1, p. 263–271.
Mammerickx J., Menard H.W., Chase T.E., Smith W.L. Bathymetry of the North and South Pacific. Series of maps. Scale 1:5 000 000. Scripps Inst. Oceanography and Inst. Marine Research, 1970–1974.
Martini E. The occurrence of pre-quaternary calcareous Nannoplankton in the oceans. – In: Micropaleontology of oceans. Cambridge: Univ. press, 1971, p. 535–544.
McManus D.A., Burns R.E., Weser O. et al. Regional aspects of deep-sea drilling in the Northern Pacific. – In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1970, vol. 5, p. 621–636.
Menard H.W. Deformation of the northeast Pacific basin and the west coast of North America. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, N 9, p. 1149–1198.
Menard H.W. The East-Pacific rise. – Science, 1960, vol. 132, N 3441, p. 1737–1746.
Menard H.W. Fracture zones and offsets of the East-Pacific rise. – J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 2, p. 682–685.
Menard H.W. Extension of Northeastern Pacific fracture zones. – Science, 1967, vol. 155, N 3558, p. 72–74.
Menard H.W., Atwater T. Changes in direction of see-floor spreading. – Nature, 1968, vol. 219, N 5153, p. 463–467.
Menard H.W., Atwater T. Origin of fracture zone topography. – Nature, 1969, vol. 22, N 5198, p. 1037–1040.
Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude. – Contribs Miner. and Petrol., 1969a, vol. 23, p. 117–127.
Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude. – Contribs Miner. and Petrol., 1969b, vol. 23, p. 38–52.
Miyashiro A., Shido F., Kanehira K. Metasomatic chloritization of gabbros in the Mid-Atlantic ridge near 30° N. – Mar. Geol., 1979, vol. 31, N 1/2, p. 47–53.
Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S.M. Magnetic anomalies, bathymetry and tectonic evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 40, N 3, p. 383–420.
Muir I.D., Tilley C.E. Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic ridge. II. The Atlantic collections near 30° N. – J. Petrol., 1966, vol. 7, N 2, p. 193–201.
Neprochnov Yu.P., Merklin L.R., Supko P.R. Underway geophysical measurements, Leg 39, Deep-Sea Drilling Project. – In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 39, p. 971–1043.
Orcutt J., Kennett B., Dorman L. Structure of the East Pacific rise from an ocean bottom seismometer survey. – J. Geophys. Res., 1976, vol. 45, p. 305–309.
Ozima M., Saito K., Matsuda J. et al. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic ridge and the age of the opening of the Atlantic. – Tectonophysics, 1976, vol. 31, N 1/2, p. 59–71.
Petersson L. The Swedish first order gravity network. – Rikets allm. kartverks medd. A, 1967, N 35, s. 1.
Phillips J.D., Luyendyk B.P. Central North Atlantic plate motions over the last 40 millions years. – Science, 1970, vol. 170, N 3959, p. 727–729.
Pitman W.C., Larson R.L., Herron E.M. Age of ocean basins determined from magnetic anomaly lineations. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1974.
Pitman W.C., Talwani M. Central North Atlantic plate motions. – Science, 1971, vol. 174, p. 845–846.
Pitman W.C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 3, p. 619–646.

Raitt R.W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. 1. Crustal thickness of the central equatorial Pacific. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 12, p. 1623.

Rea D.K., Naugler F.P. Musicants seamount Province and related crustal structures north of the Hawaiian ridge. – Mar. Geol., 1971, vol. 10, N 2, p. 89–111.

Robb J.M., Kane M.F. Structure of the Vema fracture zone from gravity and magnetic intensity profiles. – J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 32, p. 4441–4445.

Rosendahl B.R., Raitt R.W., Dorman L.M. et al. Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific rise crest derived from seismic refraction data. – J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 29, p. 5294–5298.

Schilling J.G., Anderson R.N., Vogt P. Rare earth Fe and Ti variations along the Galapagos spreading centre and their relationship to the Galapagos mantle plune. – Nature, 1976, vol. 261, N 5556, p. 108–113.

Sclater J.G., Klitgord K.D. A detailed heat flow, topographyc, and magnetic survey across the Galapagos spreading centre at 86°W. – J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 29, p. 1031–1052.

Shand S.J. Rocks of Mid-Atlantic ridge. – J. Geol., 1949, vol. 57, N 1, p. 89–92.

Stoffa P.L., Buhl P., Herron T.J. et al. Mantle reflections beneath the crestal zone of the East Pacific rise from multichannel seismic data. – Mar. Geol., 1980, vol. 35, N 1/3, p. 83–97.

Stover C.W. Seismicity and tectonics of the East Pacific ocean. – J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 23, p. 5209–5221.

Sykes J.R. Mechanisms of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. – J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 8, p. 2131–2153.

Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G. Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical study. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 2, p. 473–517.

Tucholke B.E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen basin. – Mar. Geol., 1977, vol. 25, N 3, p. 209–230.

Tucholke B.E., Houtx R.E. Sedimentary framework of the Bellingshausen basin from seismic profiler data. – In: Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1976, vol. 35, p. 197–227.

Turcotte D. Membrane tectonics. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 36, N 36, p. 33–42.

Turcotte D., Oxburgh E.R. Mid-plate tectonics. – Nature, 1973, vol. 244, N 5415, p. 337–339.

Uchupi E., Emery K.O., Bowin C.O., Phillips J.D. Continental margin of Africa: Senegal to Portugal. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 5, p. 809–878.

Vallier T., Thiede J. et al. Leg 62 probes the paleoenvironment. – Geotimes, 1979, vol. 24, N 2, p. 24–26.

Van Andel T.H., Heath G.R., Bennett R.H. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash., 1973. Vol. 16. 949 p.

Van Andel T.H., Herzen R.P. von, Phillips J.D. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates. – Mar. Geophys. Res., 1971, vol. 1/3, p. 261–283.

Vanney J.R., Johnson G.L. The Bellingshausen-Amundsen basins (Southeastern Pacific): major sea-floor units and problems.– Mar. Geol., 1976, vol. 22, N 2, p. 71–101.

Williams D., Green K., van Andel T. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift; observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 85–100.

Williams H., Smith W.R. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suite and alpine peridotites: tectonic implications with west Newfounland examples. – Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 7, p. 594–621.

Wilson G.T. A new class of faults and their bearing of continental drift. – Nature, 1965, vol. 207, N 4995, p. 343–347.

Woolard G. An investigation of the Nazca lithospheric plate and its interaction with the South American continental block. – Univ. Hawaii Progr. Rep., 1972, July, app. A.

Woolard G., Ocola L. The tectonic pattern of the Nazca plate. – Contribs Hawaii Inst. Geophys., Honolulu, 1975, N 708, p. 519–542.

Zonenshain L.P., Kogan L.I., Savostin L.A. et al. Tectonics crustal structure and evolution of the Galapagos triple junction. – Mar. Geol., 1980, vol. 37, N 3/4, p. 209–230.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ОКЕАНСКОГО ДНА

Утверждено к печати
Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор *Г.Н. Лунарский*
Редактор издательства *Т.С. Смирнова*
Художник *А.М. Драговой*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27073

Подписано к печати 02.03.84. Т–03569
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл. печ.л. 14,0+0,9 вкл. Усл.кр.-отт. 15,3
Уч.-изд.л. 18,8. Тираж 700 экз. Тип. зак. 1126
Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наука, 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати книги:

Проблемы акустики океана. 20 л. 3 р. 50 к.

В сборнике рассмотрено распространение звуковых волн в океане, влияние изменчивости океана на затухание звука, методы численных расчетов звукового поля на ЭВМ, интерференционная структура звуковых полей. Значительное внимание уделено статистическим задачам — шумам моря и подводному рассеянию звука. Описаны акустические методы исследования внутренних волн, дна океана, газовых пузырьков.

Сборник рассчитан на океанологов, а также физиков и инженеров, работающих в области гидроакустики.

Шегелая Г.Ш. **Гравитационная модель земной коры Кавказа.** 14 л. 2 р. 10 к.

В книге анализируются и систематизируются основные исходные геолого-геофизические предпосылки для построения гравитационной модели земной коры Кавказа. Описывается разработанный автором метод вычисления гравитационного эффекта аномальных масс и построения трехмерной гравитационной модели коры. Приводятся результаты построения этой модели для основных слоев земной коры Кавказа. Оценивается точность модели.

Книга предназначена для специалистов в области геологии, геофизики, гравиметрии.

Ващилов Ю.Я. **Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии.** 20 л. 3 р.

На основе применения методов массовой интерпретации геофизических аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения и статистической обработки результатов в книге делается вывод о том, что земная кора и верхняя мантия имеют блоково-слоистый тип строения с характерным сочетанием слоев и блоков. Излагается новый подход к интерпретации данных, включающий методы построения объемных петрофизических, геологических и петрологических моделей среды, определения глубин заложения разломов и блоков, квазигоризонтальных поверхностей раздела.

Издание рассчитано на геологов и геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга–почтой" "Академкнига":

480091 **Алма-Ата**, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 **Баку**, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 **Днепропетровск**, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95; 252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4; 277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148; 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; 197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7; 220012 **Минск**. Ленинский проспект, 72; 117192 **Москва**, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6; 450059 **Уфа**, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; 310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87.

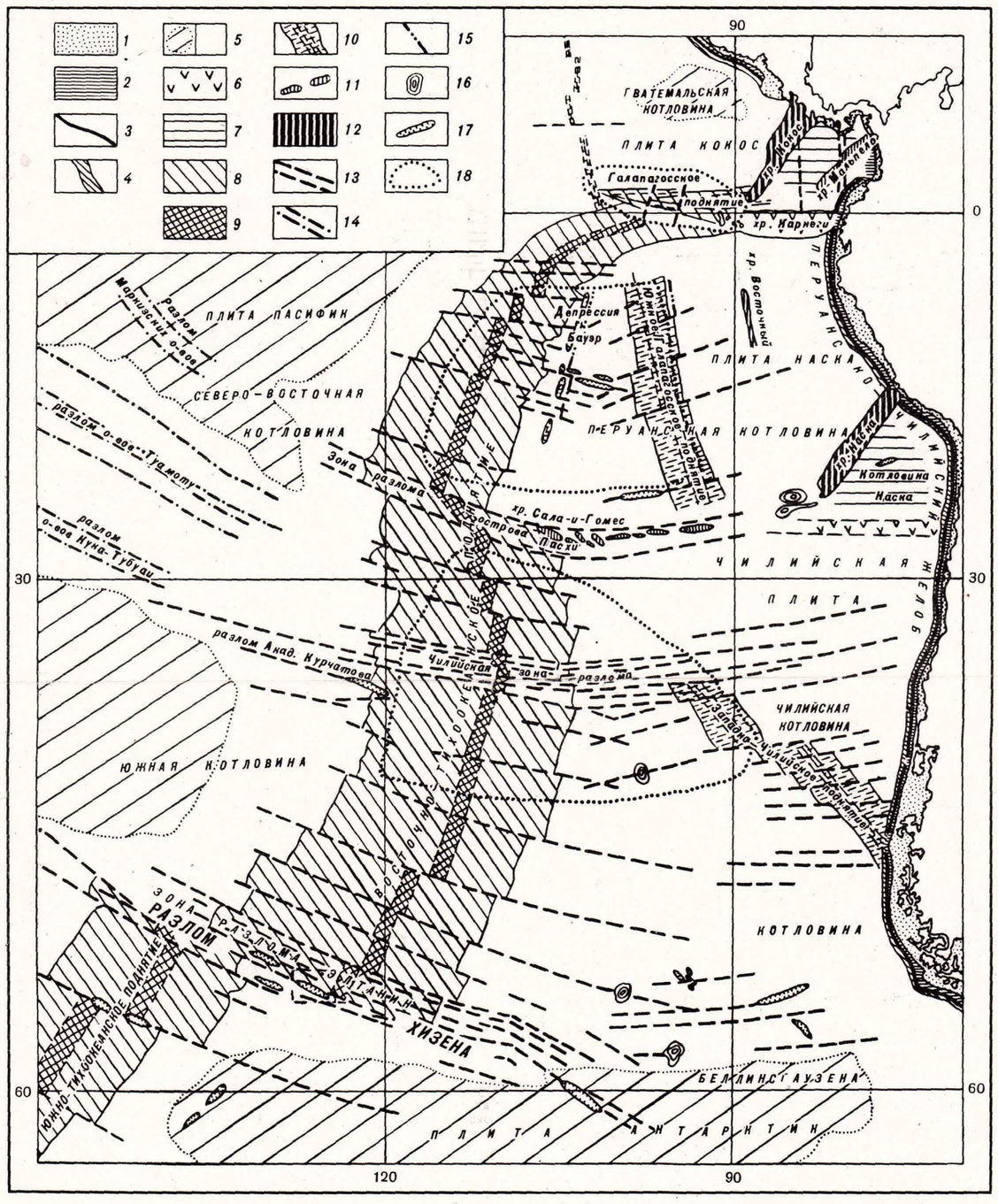


Рис. 2.1. Морфоструктурная схема дна юго-восточной части Тихого океана

1 — континентальный шельф (область подводного продолжения кайнозойской (складчатой системы Анд); *2* — континентальный склон (в пределах зоны андийских структур с чертами перехода в кору океанского типа); *3—18* — ложе океана: *3* — современные глубокие линейные погружения ложа (прогибы и сборосовые опускания океанских желобов), *4* — краевые валы океанских желобов, *5* — котловины в областях океанских плит с повышенными (*а*) и малыми (*б*) мощностями покрова, с преобладанием глыбового рельефа, *6* — валы и поднятия в окраинной части ложа, лежащие на продолжении зоны крупных нарушений океанской коры, *7* — котловины в области каинозойских и современных геосинклинальных систем, обрамленные подводными хребтами, *8* — мезозойско-кайнозойские горные системы, срединно-океанского типа (срединные океанские хребты), *9* — гребневые зоны срединно-океанских хребтов, осложненные проявлениями разрывной тектоники и вулканизма, *10* — гребневые зоны древних (погруженных) срединно-океанских хребтов, *11* — глыбовые и глыбово-вулканические хребты, *12* — мезозойско-кайнозойские глыбово-вулканических хребты в окраинной части ложа, *13* — крупные (трасформные) разломы, *14* — островные вулканические линеаменты, *15* — краевые прогибы, *16* — крупные вулканы и вулканические массивы, *17* — узкие глубокие впадины в зонах трансформных разломов, *18* — районы повышенной концентрации рудных компонентов в донных отложениях

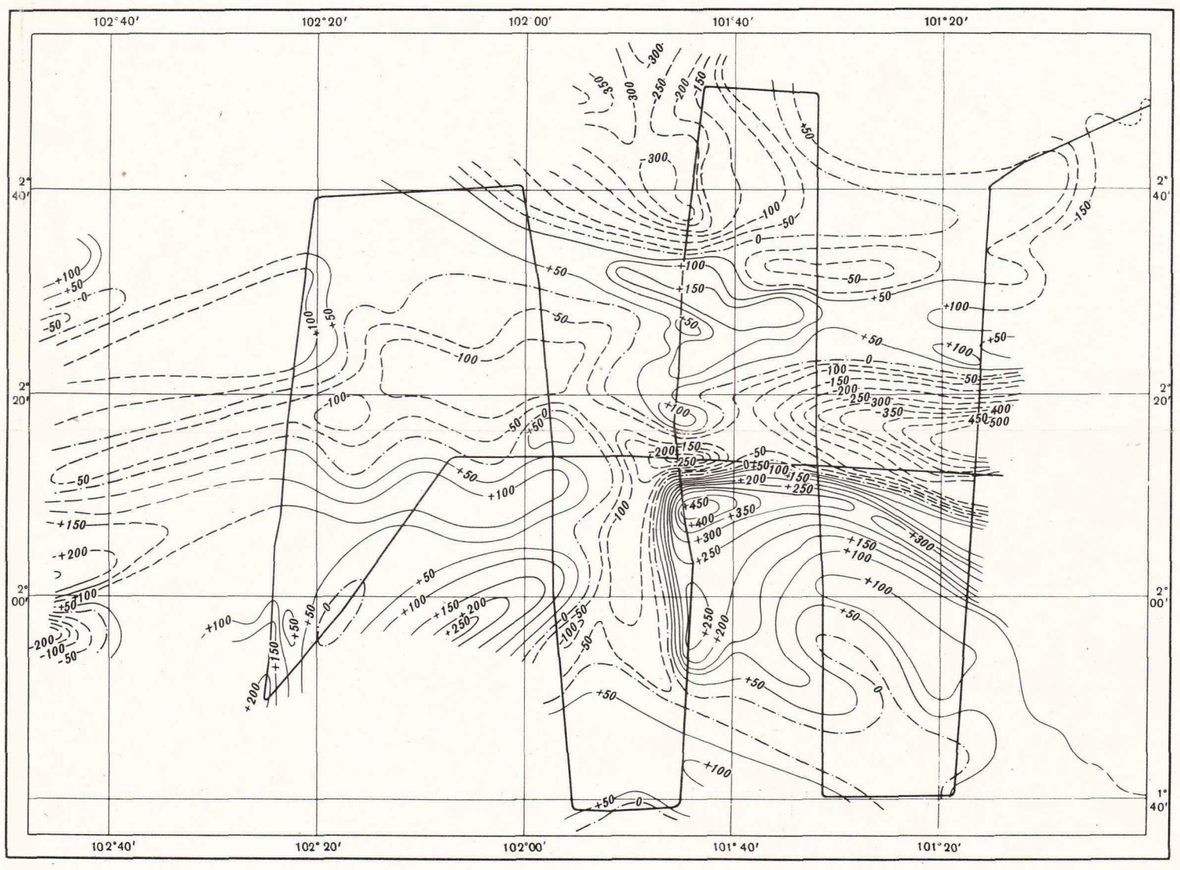


Рис. 3.2. Карта изодинам аномального магнитного поля ΔT_a на полигоне в районе впадины Хесса

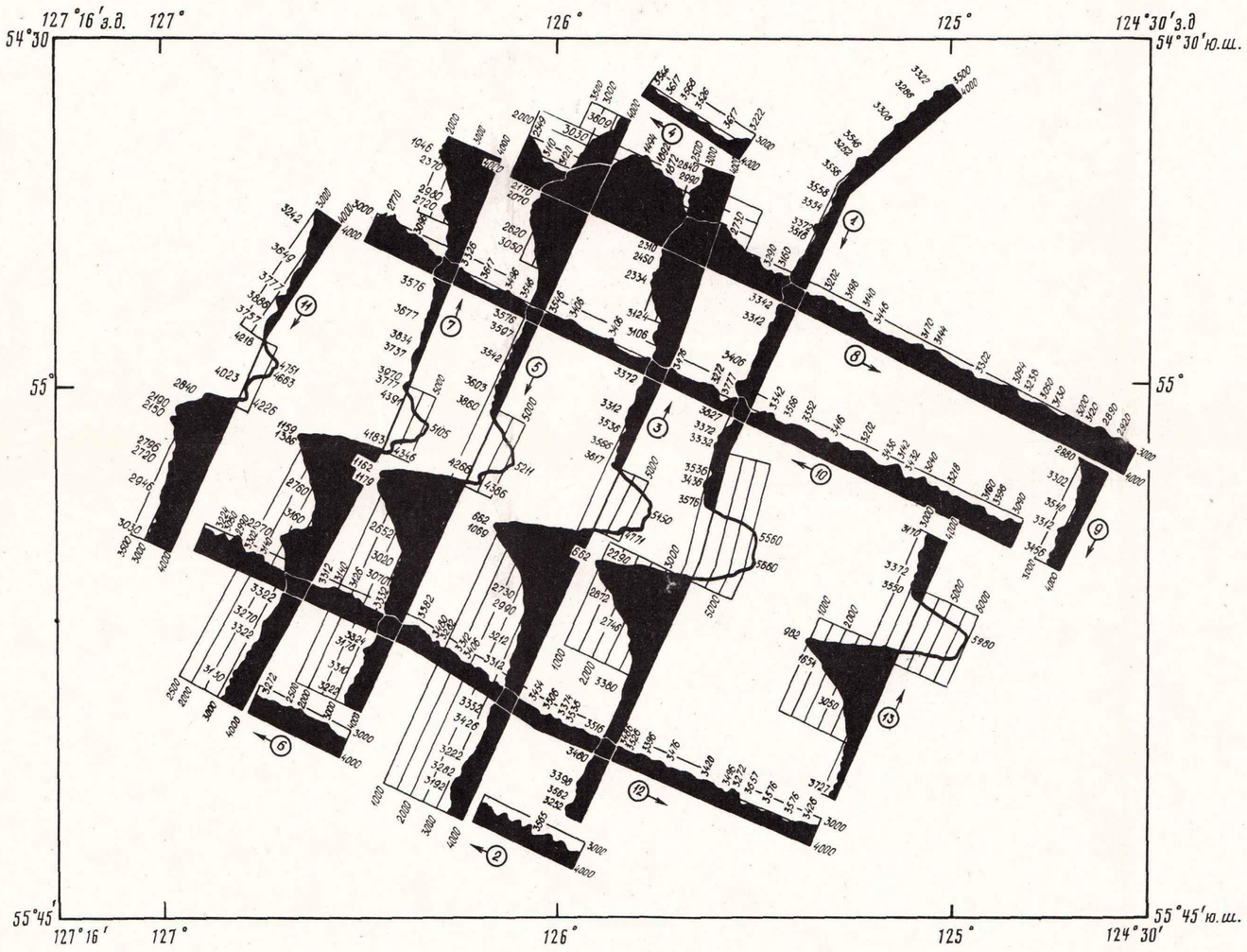


Рис. 2.3. Профили дна в полосе тектонических нарушений разлома Хизена

Эхолотные галсы происходят по основаниям профилей (4000 м). Глубины над южным хребтом (662 м) даны по материалам Скрипсовского океанографического института [Molnar et al., 1975]

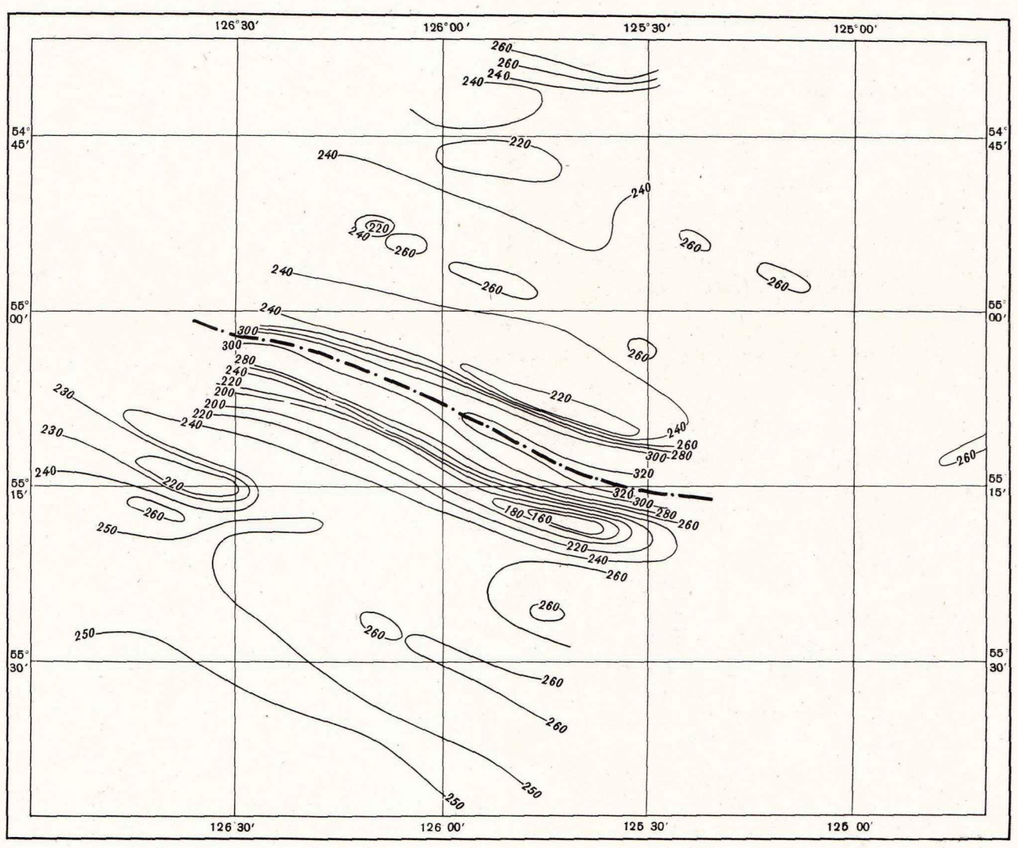
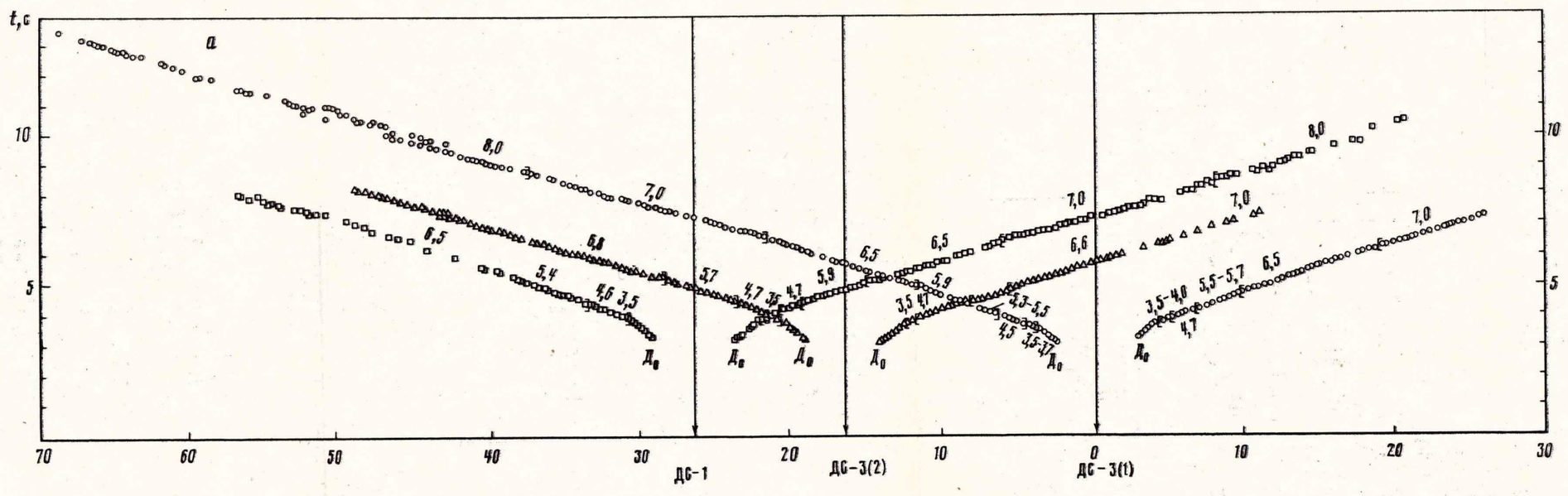


Рис. 4.6. Схема аномалий Буге в районе разлома Хизена (зона разломов Элтанин)

Обозначения те же, что на рис. 4.5

Зак. 1126



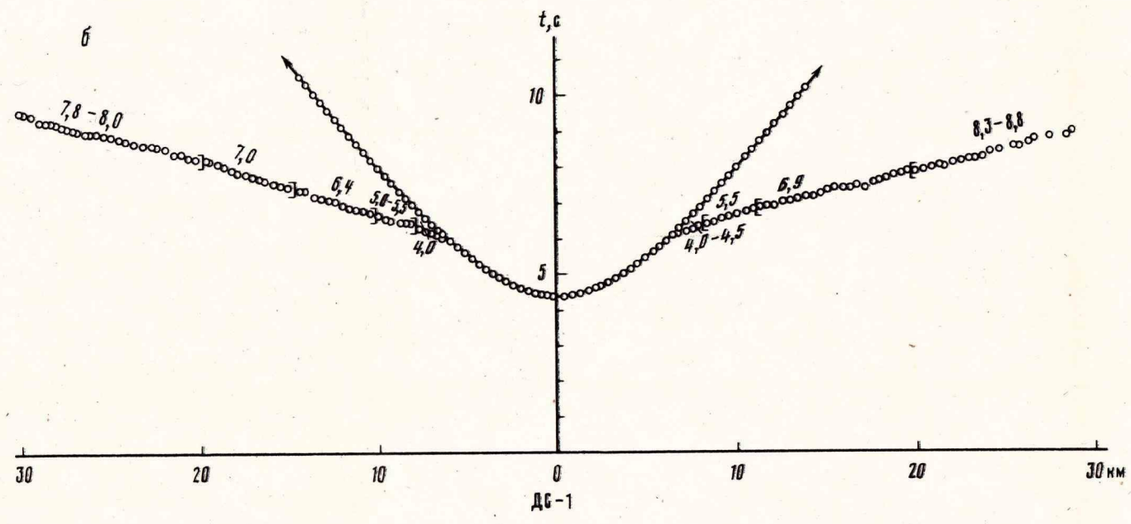


Рис. 7.12. Годографы основных волн
а — профиль 1; б — профиль 3

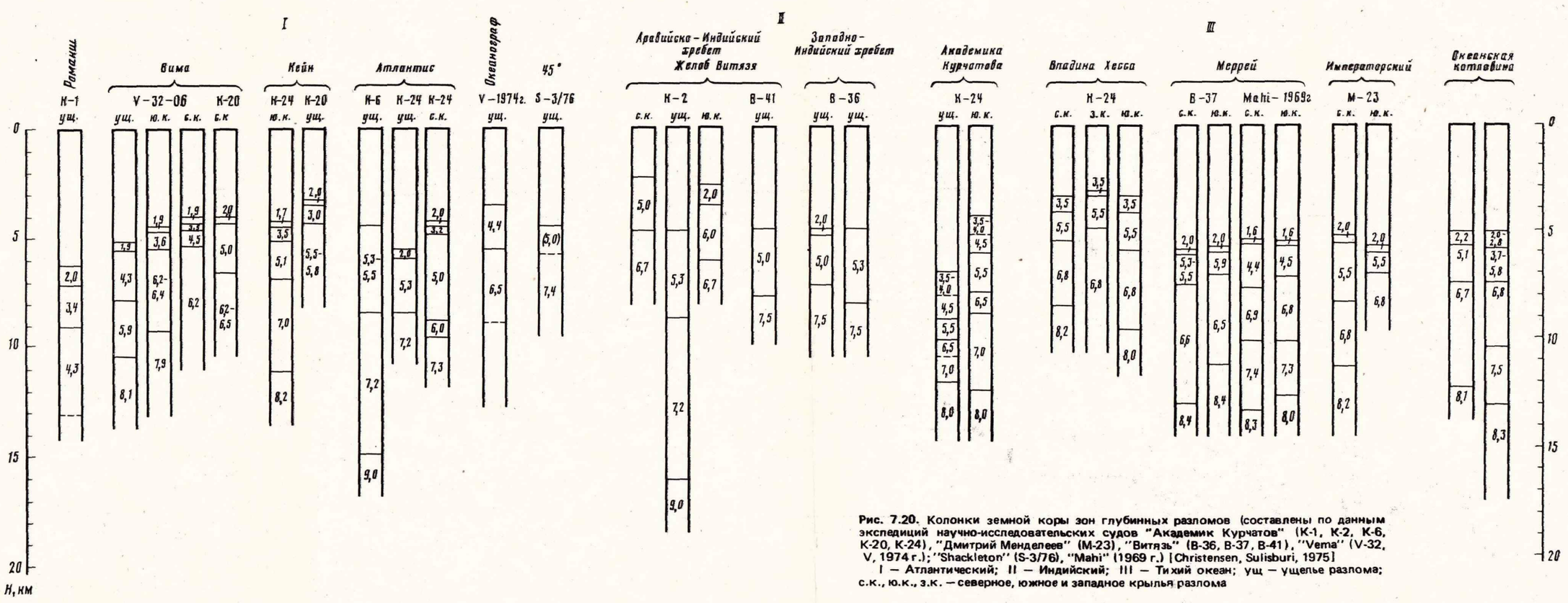


Рис. 7.20. Колонки земной коры зон глубинных разломов (составлены по данным экспедиций научно-исследовательских судов "Академик Курчатов" (К-1, К-2, К-6, К-20, К-24), "Дмитрий Менделеев" (М-23), "Витязь" (В-36, В-37, В-41), "Vema" (V-32, V, 1974 г.); "Shackleton" (S-3/76), "Mahi" (1969 г.) [Christensen, Sulisburi, 1975]
I — Атлантический; II — Индийский; III — Тихий океан; ущ — ущелье разлома; с.к., ю.к., з.к. — северное, южное и западное крылья разлома

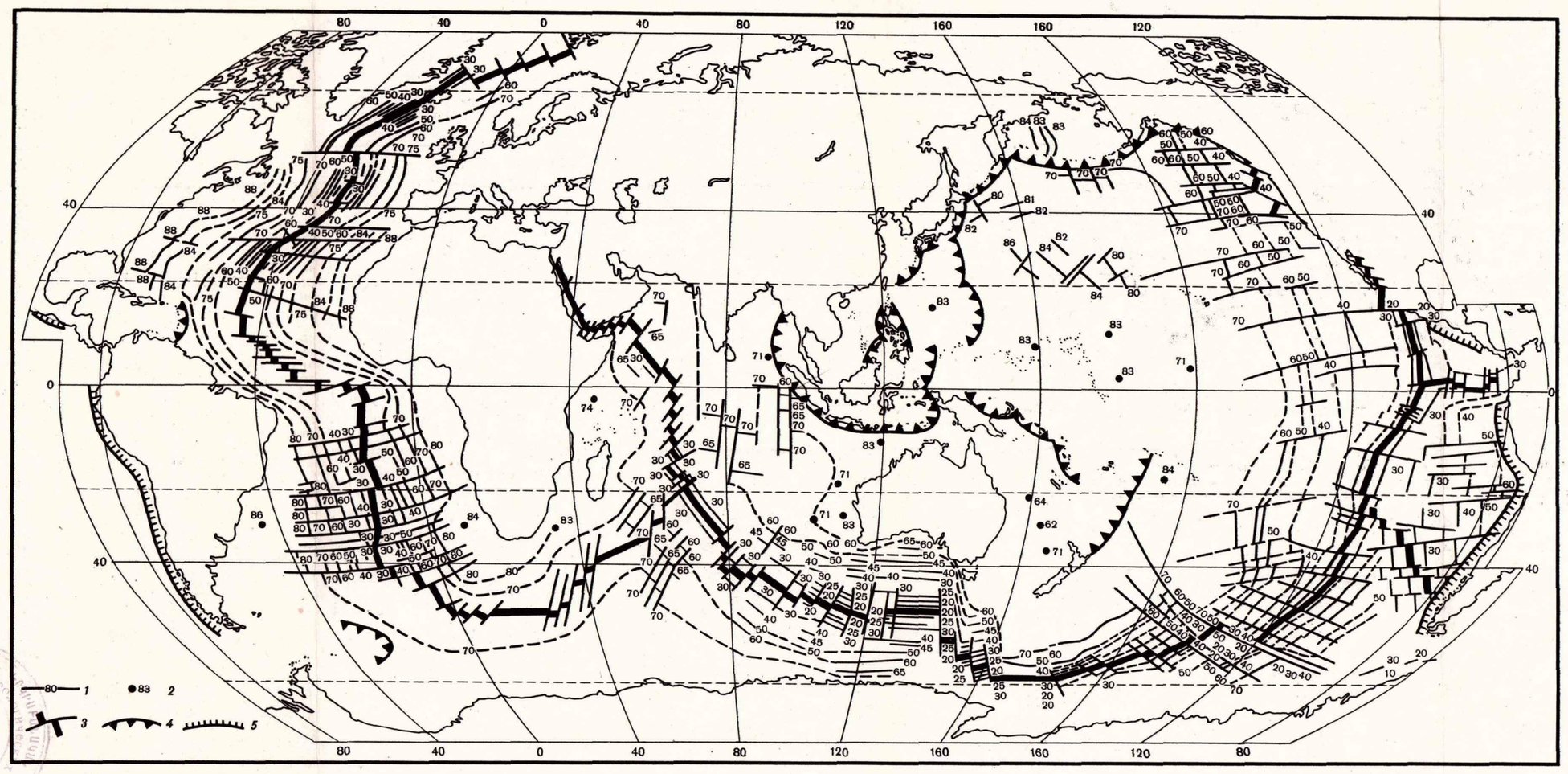


Рис. 11.1. Схема трансформных разломов и мощности литосферы Мирового океана
1 — изолинии расчетной мощности в км; 2 — сейсмологические определения мощности; 3 — оси срединных хребтов и трансформные разломы; 3 — оси срединных хребтов и трансформные разломы; 4 — островные дуги; 5 — зоны поддвига андийского типа

2 р. 90 к.

ГЛУБИННЫЕ РАЗ
ОКЕАНСКОГО ДНА

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зонах глубинных разломов океанского дна в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" (1977 г.) и 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (1979 г.).

Детально охарактеризованы рельеф дна, магнитное и гравитационное поля, тепловой поток, мощность и строение осадочного покрова, структура земной коры, локальная сейсмичность, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Сделаны выводы о природе основных слоев океанской земной коры, источниках аномалий геофизических полей, генезисе и эволюции глубинных разломов на дне океана.

Монография представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, а также для студентов соответствующих специальностей.